

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE D'ORLEANS

pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS
(Nouveau régime)

MENTION SCIENCES de la TERRE

par

BYUNG JOO Lee

ANALYSE STRUCTURALE DU VERSANT SUD DE LA
MONTAGNE NOIRE (HERAULT - FRANCE) . ASPECTS
CINEMATQUES DE LA MISE EN PLACE DES NAPPES

Soutenue publiquement le 12 septembre 1988 , devant la commission d'examen :

J.P. CADET	Président
M. MATTAUER	Examineurs
J. CHARVET	
A. AUTRAN	
L.E. RICOU	
M. FAURE	Rapporteurs
D. CLUZEL	
D.H. KM	Invité

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer ma reconnaissance à tous ceux qui d'une façon ou d'une autre ont contribué à la réalisation de ce mémoire.

Ce travail a été effectué dans le cadre d'une coopération franco-coréenne. Je remercie les deux gouvernements et l'Institut Coréen de l'Energie et des Ressources (K.I.E.R.) auquel j'appartiens.

Tous d'abord, je tiens à remercier Monsieur le Professeur J. P. CADET, mon Directeur de thèse pour m'avoir accueilli dans son laboratoire et procuré des conditions de travail favorable pendant mon séjour en France. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma profonde gratitude.

Monsieur le Professeur M. MATTAUER m'a proposé ce sujet et m'a fait bénéficier de sa profonde connaissance de la Montagne Noire au cours de plusieurs tournées de terrain.

Je voudrais remercier Monsieur le Professeur J. CHARVET qui m'a toujours encouragé et a bien voulu examiner ma thèse.

Ma reconnaissance va également à Monsieur A. AUTRAN, Directeur scientifique au B.R.G.M. qui a bien voulu juger ce travail.

J'aimerais tout particulièrement remercier Monsieur L. E. RICOU, Directeur de Recherche au C.N.R.S., qui a accepté d'être le rapporteur de ma thèse.

Ce travail doit beaucoup à Monsieur M. FAURE, Chargé de Recherches au C.N.R.S., qui m'a consacré son attention; tout au long de la réalisation de ma thèse, il m'a fait bénéficier de sa grande compétence dans le domaine tectonique; la présentation a été améliorée par ses nombreuses remarques; je lui exprime tous mes

remerciements.

Je voudrais remercier, Monsieur D. CLUZEL, maître-assistant à l'Université d'Orléans, qui a accepté d'encadrer ce travail. J'ai rencontré en D. CLUZEL une personnalité dont les qualités scientifiques et humaines exceptionnelles me laissent une profonde impression. Sans la justesse de ses conseils et des ses remarques et sans son aide, cette thèse ne serait pas ce qu'elle est.

Je remercie, Monsieur D. H. KIM, Directeur du K.I.E.R., qui m'a encouragé à effectuer ce séjour en France et pour l'intérêt qu'il a toujours porté à ma recherche. Je songe également à mes collègues de Département du K.I.E.R., qui m'ont aidé et encouragé pendant mon absence.

Je remercie également A. BOURDEAU pour l'aide qu'elle m'a apporté dans la réalisation des illustrations et A. M. DUBOIS pour son efficacité et sa disponibilité.

Durant mon séjour en France, j'ai pu bénéficier d'une bourse du Gouvernement Français. A cette occasion, je voudrais remercier tout le personnel du Centre Régional des Oeuvres Universitaires d'Orléans pour son amabilité, sa gentillesse et l'efficacité de son accueil.

Je n'oublierai jamais mes compatriotes coréens d'Orléans et Monsieur D. H. LEE, Directeur du K.I.E.R. et sa femme, à qui j'adresse tout mes remerciements pour leur encouragements et leur soutien chaleureux.

J'exprime ma profonde gratitude à mes parents, beaux parents et ma famille en Corée qui m'ont encouragé.

Enfin, je tiens à exprimer mon affectueuse gratitude à ma femme Nan-Hi et à mes enfants Jung-Eon et Mi-Eon qui m'ont toujours encouragé et soutenu tout au long de mes études.

RESUME

La Montagne Noire, au Sud du Massif Central français, se situe dans le domaine externe de la chaîne hercynienne d'Europe. On y reconnaît, disposées en bandes parallèles grossièrement Est-Ouest, une Zone Axiale granito-gneissique située entre le Versant Nord constitué de nappes à matériel Cambro-Ordovicien et le Versant Sud où se développent de spectaculaires nappes en série renversée impliquant des formations d'âge Cambrien à Viséen. Dans le Versant Sud, on distingue habituellement de "bas" en "haut" cinq unités structurales :

- la Zone Axiale granito-gneissique
- les enveloppes micaschisteuses de la Zone Axiale ou "Zone de transition"
- la nappe des Monts de Faugères
- la nappe du Mont Peyroux
- la nappe de Pardailhan

La cinématique de mise en place des nappes du Versant Sud a fait l'objet d'une analyse détaillée.

La phase précoce de mise en nappes s'accompagne de la naissance d'une schistosité pénétrative S1. Cette schistosité, communément sub-parallèle à la stratification, porte une linéation d'étirement dont l'étude systématique fait l'objet de ce mémoire. Ces structures précoces sont reprises en un continuum par des déformations ultérieures à caractère moins pénétratif, car contrôlées par leur localisation au sein de l'édifice de nappes.

Le pendage de la schistosité S1 est très redressé dans la zone de transition et la partie Nord de la nappe des Monts de Faugères. Par contre dans les unités supérieures, elle a conservé sa

disposition originelle sub-horizontale. La schistosité S2, plan axial des plis P2 est sub-verticale et de direction E-W tandis que S3, sub-horizontale, est restreinte au domaine où S1 est très redressée. Dans la région étudiée, la linéation d'étirement présente deux groupes d'orientation distincts : La direction "E-W" est bien marquée dans les gneiss, les Schistes X de la Zone de transition, les nappes des Monts de Faugères, du Mont Peyroux et les unités inférieures de la nappe de Pardailhan. La direction "N-S" très ténue, se retrouve dans les unités supérieures de la nappe de Pardailhan. L'intensité de la déformation augmente près de la zone axiale et du haut vers le bas dans l'édifice des nappes en relation évidente avec leur empilement. Dans la nappe des Monts de Faugères, l'ellipsoïde de la déformation finie présente une configuration "en cigare" caractéristique d'une tectonite de type L.

De nombreux critères de déformation non-coaxiale, liés à la linéation "E-W" indiquent un cisaillement sénestre près de la Zone Axiale où la foliation est subverticale, un cisaillement du compartiment supérieur d'Ouest en Est quand elle est sub-horizontale. Dans certains plis autrefois interprétés comme des "têtes plongeantes" P1 (la synforme de Ferrals-Malviès par ex.), le sens de cisaillement s'inverse dans les deux flancs, attestant qu'il s'agit d'un P2 ou P1-2. Le sens de cisaillement lié à la linéation "N-S" est lui, dirigé vers le Sud. La transition entre le domaine où la linéation est E-W et celui où elle est N-S s'effectue dans un étroit secteur où la linéation d'étirement disparaît ($X=Y$). Il y a donc pénécontemporanéité entre les déplacements à vergence "Est" et ceux à vergence "Sud".

Il en résulte un modèle où les différentes "phases" de déformation s'articulent en un continuum. Dans un stade précoce, se

produit une imbrication à vergence ENE, l'épaississement crustal qui en résulte amorce une ride dont la remontée diapirique donnera naissance à la Zone Axiale. Dans le même temps, la déformation des unités supérieures reste faible ou nulle. L'étirement parallèle au déplacement des unités s'accompagne d'une constriction dans le plan horizontal. Cette constriction amorce des plis dont les axes sont sub-parallèles au déplacement des nappes.

Dans un deuxième stade, la permanence des mouvements à vergence ENE s'accompagne de la surrection progressive de la Zone Axiale. Il en résulte un serrage N-S responsable du redressement des unités internes tandis que dans les unités les plus élevées, s'amorcent des mouvements gravitaires à vergence Sud. Dans un stade ultime, les mouvements tangentiels vers l'E s'atténuent tandis que la Zone Axiale achève sa surrection, les déplacements gravitaires à vergence Sud progressent vers les unités les plus internes et atteignent la Zone de transition (Schistes X).

Mots clés

Orogenèse hercynienne. Montagne Noire. Linéation d'étirement.
Déformation finie. Cisaillement ductile. Déformation non-coaxiale.
Mise en place de nappes. Glissement gravitaire.

Structural analysis of the hercynian deformations in the Southern Side of the Montagne Noire (Hérault-France).
Strain and kinematic aspect of the nappes emplacement.

ABSTRACT

The Montagne Noire in the southern part of the French "Massif Central" belongs to the external domain of the hercynian chain of Europe. Almost Est-West trending, the Axial Zone founded by anatectic granites and gneisses is situated between the Northern Side founded by a stack of slices with Cambro-Ordovician strata and the Southern Side founded by kilometre-scale recumbent folds and nappes involving Cambrian to Visean formations.

From the southern part of the Axial Zone up to the Southern Side, the following structural units are recognized from north to south in agreement with previous workers :

- The Axial Zone made by granites and ortho or para gneisses.
- The Transitional Zone or mica schist envelop of the Axial Zone.
- The "Monts de Faugères" nappe founded by overturned anticlines of Devonian to Visean rocks.
- The "Mont Peyroux" nappe with inverted series ranging from Ordovician to Visean age.
- The "Paradailhan" nappe with inverted series ranging from Cambrian to Devonian. It is the highest structural unit of the stack of the nappes.

The kinematics of the nappes emplacement in the Southern side have been analyzed in detail. The early phase of the nappes emplacement is associated to the penetrative schistosity S1.

Commonly it is sub-parallel to the stratification and bears the stretching lineation which is systematically studied for the object of this thesis.

The dip of the schistosity S1 is very steep at the Transitional Zone and the northern part of the "Monts de Fauères" nappe. In the upper units of the nappes, S1 keeps its original horizontal position. The schistosity S2, representing the axial plane of F2, is striking nearly Est-West and dipping sub-vertical. The schistosity S3 which is sub-parallel, is recognized only at the place where the dip of S1 is steep. In the studied area, two directions of the stretching lineation are identified : One is almost Est-West trending and the other is North-South. The former is distributed in the lower parts of the "Pardailhan", "Mont Peyroux", "Monts de Fauères" nappes and also the transitional zone and gneisses belonging to the Axial Zone. The latter can be observed only in the upper parts of the "Pardailhan" nappe.

The deformation intensity increases from top to base of the nappes and also in the vicinity of the Axial Zone. In the "Monts de Fauères" nappe, the strain analysis of deformed radiolaria by the Fry's method reveals a constrictional strain ellipsoid or a cigar shaped ellipsoid in agreement with the L-tectonite.

Several non-coaxial deformation criteria (ex : asymmetric pressure shadow, sigmoidal mica, rolling structure, etc.) along the Est-West (N70°E) trending stretching lineation, indicate a left lateral shear when the schistosity is practically vertical and a top to the Est shear sense when the schistosity is gentle. Into some folds which were considered to belong to the first phase folds (F1) (ex : the Synform of "Ferrals-Malviès"), the shearing sense is inverted in the two limbs. This means that those folds belong to F2

and/or Fl-2, post ductile deformation stage. Along the North-South trending stretching lineation, the shear sense is from North to South. Between the two domains of stretching lineations, there is transitional narrow belt in which the stretching lineation vanishes and the flattening deformation ($X=Y$) seems to predominate.

A model linking the different deformation phase is suggested. At the early stage, the imbrications towards the ENE were produced and the crust was thickened as the winkle for which the diapir created the Axial Zone. At the same time, the deformation on the upper part of the nappe was weak or did not exist. The stretching being parallel to displacement of the nappe, accompanied the construction at the horizontal plane. This construction baited the folds of which the axes are sub-parallel to the displacement of the nappes.

At the second stage, the continuous movement for ENE accompanied the progressive uplift of the Axial Zone. By this uplifting, it is responsible to be North-South shortening, to straighten up the schistosity near the Axial Zone and also to start the gravity movement forward South. At the last stage, the tangential movement to the ENE was finished and the uplifting was stopped at the Axial Zone. The gravity displacement towards the South was progressively reaching to the internal zone and the Transitional Zone ("Schistes X").

요 약

프랑스의 마씨프 상트랄 남부에 위치한 몽판 녀누와르는 유럽의 허시니안 조산운동의 외각부에 속한다. 이곳은 동서방향으로 분포하는 화강암 및 편마암으로 구성되는 존액시알대를 중심으로 캄브로-오도비시안 지층으로 구성하는 nappe 지역인 북측부와 캄브리안에서 비지안지층이 자주 역전된체로 장관할만한 nappe 가 발달하는 남측부로 나뉘어진다. 남측부에서는 지질구조에 따라 하부에서 상부로 감에 따라 다섯개의 구조대로 나뉘어진다.

즉 - 화강암 및 편마암질로 구성된 존액시알대

- 존액시알대 주위를 둘러싸고 있는 온모편마암대 혹은 "변이대"
- 몽드포제르 nappe 대
- 몽빼이루 nappe 대
- 파라다이안 nappe 대

본역(몽판녀 녀누와르 남측부)에서 nappe 형성의 운동작용을 보다 세밀하게 본 논문에서 분석하였다. 본역에서는 nappe 의 형성과 더불어 초기 변형작용으로 투과성엽리면이 (S_1) 생겨 났으며 이 엽리면은 일반적으로 지층면과 거의 평행하고 신장된 선구조를 수반한다. 본 논문의 주제는 이들 선구조를 체계적으로 연구하는데 있다. 상기 초기구조들은 연속적으로 수반되는 후속변형작용에 의해 재습곡되어 있으며, 이 후속변형작용은 nappe 대 내에서 그들의 조건에 따라 지역적으로 보다 적은 투과성 후기엽리면을 보이는 것이 특징이다.

"변이대"와 몽드포제르 nappe 대의 북측에서는 S_1 엽리면들이 급경사를 이루고 있는 반면, 상부 nappe 대에서는 이들 경사가 원래의 자기 위치를 보전한체 대체로 완만하다. F_2 습곡의 측면에 평행한 S_2 면은 주향방향이 거의 동서이며 경사는 수직에 가깝다. S_1 면이 급경사를 이루는 지역에서 잘발달하는 S_3 엽리면은 경사가 거의 수평이다. 본역에서 신장된 선구조는 그 방향에 따라 두가지로 대별된다. 즉

동서방향의 선구조는 존액시알대, "변이대", 몽드포제르 nappe 대, 몽빼이루 nappe 대

및 하부파라다이안 nappe 대에서 관측된다. 또 다른방향인 남북방향선구조는 상부 파라다이안 nappe 대에서 나타난다. 변형의 강도는 nappe 대들 중, 상부에서 하부로 갈수록 높아진다. 몽드포제프 nappe 대에서 시행된 strain analysis 에 의하면 이 지역은 L-tectonite 형태가 특징이다.

우력에 의한 회전방향을 인지할 수 있는 여러 증거를 토대로, 동서방향의 신장된 선구조는 엮리면이 거의 수직인 곳에서는 우측으로 엮리면이 거의 수평인 곳에서는 서쪽에서 동쪽으로 회전하였음이 입증되었다. 지금까지 F_1 으로 알려진 습곡들 중 (예, 페탈스-말비에스 향사)에서 습곡의 두 익부에서 회전방향의 차이로 말마암아 이들 습곡이 F_2 내지 F_{1-2} 가 증명되었다. 남북방향의 신장된 선구조는 남쪽으로 회전하고 있는데, 이들 두 다른방향의 선구조가 분포하는 지역사이에 소위 전이대가 존재한다. 이지역에는 신장된 선구조가 전혀 발달하지 않으며 ($X=Y$) 두방향의 선구조가 동시에 보이는 지역은 본역에서 존재하지 않는다. 이는 이들 두 선구조들간에 동시성이 없음을 보여준다.

이들 연속적으로 발생하는 변형의 서로다른 상을 근거로 한 모델을 설정함. 첫번째 상에서 본역에서는 동북동 방향으로 이동한 여러개의 nappe 가 형성되며 주름을 만든 결과로 지각이 두터워지면서 존액시알대의 상승작용이 시작되었다. 동시에 상부 nappe 대에서는 변형이 매우 약하거나 거의 없었다. Nappe 대들의 이동방향에 평행한 신장은 거의 수평인 면구조를 수반하였으며 이들 면구조는 그축이 nappe 들의 이동방향에 거의 평행한 습곡들을 형성하였다.

두번째 상에서 계속된 동북동방향의 이동은 존액시알의 연속적인 상승운동을 동반하면서 nappe 대 하부에서는 엮리면의 경사를 급하게 만들면서 남북방향으로 작용하는 습곡을 형성시키는 주요인이 되었다. 한편 이들 변형운동과 더불어 상부 nappe 대에서는 중력에 의한 남쪽방향의 미끄러짐이 생겨났다.

마지막 세번째 상에서 동북동쪽 방향의 이동은 그 힘이 약해지고 존액시알의 상승작용도 그치면서 남쪽으로 향하던 중력에 의한 이동이 점차 nappe 의 내부와 "변이대" (운모편암대)까지 도달하였다.

SOMMAIRE

REMERCIEMENT -----	1
RESUME -----	3
ABSTRACT -----	6
요 약 -----	9
SOMMAIRE -----	11
LISTE DES FIGURES -----	14
CHAPITRE I. GENERALITES	
I.1. INTRODUCTION A LA GEOLOGIE DE LA FRANCE -----	20
I.2. L'OROGENESE HERCYNIENNE D'EUROPE -----	31
I.3. LA MONTAGNE NOIRE DANS LE CADRE HERCYNIEN -----	37
CHAPITRE II. STRUCTURE ET EVOLUTION DU VERSANT SUD	
DE LA MONTAGNE NOIRE	
II-1. INTRODUCTION	
II-1-1. LOCALISATION DU SECTEUR -----	43
II-1-2. HISTORIQUE : ETAT DES CONNAISSANCES -----	43
II-2. STRATIGRAPHIE D'APRES LA BIBLIOGRAPHIE	
II-2-1. CAMBRIEN -----	47
II-2-2. ORDOVICIEN -----	48
II-2-3. DEVONIEN -----	50
II-2-4. CARBONIFERE (VISEEN) -----	50
II-3. DEFINITION DES GRANDES UNITES	
II-3-1. LES UNITES DU VERSANT SUD -----	54
II-4. LES MODELES CINEMATQUES D'APRES LA BIBLIOGRAPHIE	
II-4-1. LE VERSANT SUD -----	62
II-4-2. LA ZONE DE TRANSITION (SCHISTES X) -----	65

II-4-3. LA ZONE AXIALE -----	66
II-5. METAMORPHISME ET GEOCHRONOLOGIE D'APRES LA BIBLIOGRAPHIE	
II-5-1. LA ZONE AXIALE -----	70
II-5-2. LE VERSANT SUD -----	77
II-6. LE PROBLEME : PATRIE ET MISE EN PLACE DES NAPPES ----	79
CHAPITRE III. ANALYSE GEOMETRIQUE DES STRUCTURES DU VERSANT SUD	
III-1. LES STRUCTURES PLANAIRES	
III-1-1. LA SCHISTOSITE S1 ET SO-1 -----	82
III-1-2. LES SCHISTOSITES TARDIVES (S2 ET S3) -----	87
III-2. LES STRUCTURES LINEAIRES	
III-2-1. LA LINEATION D'ETIREMENT -----	95
III-2-2. LA LINEATION DE CRENULATION, LA LINEATION D'INTERSECTION ET LES AXES DES MICRO-PLIS -----	101
III-3. LES DEFORMATIONS POLYPHASEES -----	112
CHAPITRE IV. ETUDE DE LA DEFORMATION FINIE	
IV-1. MESURE DE L'ELONGATION DE CRINOIDES TRONCONNES -----	122
IV-2. METHODE DE R_f/ϕ -----	125
IV-3. METHODE DE FRY -----	129
IV-4. CONCLUSION A L'ETUDE DE LA DEFORMATION -----	135
CHAPITRE V. CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION D1 LIEE A LA MISE EN PLACE DES NAPPES	
V-1. DEFORMATION NON-COAXIALE ET CISAILLEMENT SIMPLE -----	136
V-2. CRITERES DE SENS DE CISAILLEMENT -----	141
V-3. CINEMATIQUE DES DEFORMATIONS DUCTILES DANS LES NAPPES DE LA MONTAGNE NOIRE	

V-3-1. REGIME DE DEFORMATION DANS CHAQUE UNITE -----	147
V-3-2. LE PROBLEME DU PLISSEMENT -----	159
V-4. CONCLUSION -----	166
CHAPITRE VI. DISCUSSION DES MODELES DE MISE EN PLACE DES NAPPES -----	168
CONCLUSION GENERALE -----	179
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE -----	182
ANNEXE -----	200

LISTE DES FIGURES

- Fig.1 : Principales regions naturelles en France.
- Fig.2 : Schéma structural des Alps.
- Fig.3 : Schéma simplifié de l'évolution structurale des Alps.
- Fig.4 : Les unités structurales (A) et les coupe avec quelques hypothèses différentes (B) dans les Pyrénées.
- Fig.5 : Schéma structural de la chaîne hercynienne d'Europe.
- Fig.6 : Coupes simplifiées de la chaîne, localisées sur la fig.5.
- Fig.7 : Modèle d'évolution de la chaîne hercynienne d'Europe sur la transversale Ardenne-Massif Central.
- Fig.8 : Inclinaisons ordoviciennes d'après Perroud et Van der Voo (1984) reportées sur une reconstruction Permienne.
- Fig.9 : Schéma structurale du Massif Central.
- Fig.10 : Coupe simplifiée d'Est Massif Central.
- Fig.11 : Schéma structural de la chaîne hercynienne du Sud du Massif Central.
- Fig.12 : Schéma structural de la Montagne Noire.
- Fig.13 : Coupes des Monts de Faugères selon les différentes hypothèses sur la structure de la Montagne Noire.
- Fig.14 : La série paléozoïque anté-stéphanienne de la Montagne Noire.
- Fig.15 : Schéma structural du versant Sud de la Montagne Noire.
- Fig.16 : Schéma structural de la région étudiée.
- Fig.17 : Schéma sans échelle de mise en place des nappes de la Montagne Noire.
- Fig.18 : Mécanismes de la déformation hercynienne lors des phases majeures syn-métamorphes et corrélations possibles entre les mégastructures des zones profondes de la Montagne Noire

et celles du versant Sud.

Fig.19 : Dans l'extrémité Est de la Zone Axiale, le sens de cisaillement déterminé par les plans de cisaillement ductile est compatible avec les critères de rotation sur les zone abritées des feldspaths

Fig.20 : Tableau montrant les périodes de cristallisation des principaux minéraux de métamorphisme dans la partie Est de la Zone Axiale.

Fig.21 : Age plateaux trace de fission obtenus sur les apatites de la Montagne Noire.

Fig.22 : Distribution du degré de cristallinité de l'illite dans les schistes argileux Carbonifères de la Montagne Noire.

Fig.23 : Coupe montrant les relations de S0, S1, S0-1 et S2 à 2,5 km l'Est du Pin dans la nappe des Monts de Faugères.

Fig.24 : Pôles de la schistosité S1 dans la région étudiée.

Fig.25 : Carte des trajectoires de la schistosité S1 et emplacement des principaux plis P2.

Fig.26 : Pôles de la schistosité S2 et S3 dans la région étudiée.

Fig.27 : Relation entre S1 et S2 dans la vallée de l'Orb.

Fig.28 : Coupe du village de Caitho à St-Etienne-d'Albagnan.

Fig.29 : Coupe du village de Casse à celui de Lupec dans l'unité de Ferrals-Malviès.

Fig.30 : Principaux types de linéation d'étirement.

Fig.31 : Les linéations d'étirement dans la région étudiée.

Fig.32 : Différentes hypothèses pour la formation des crénulations parallèles à la linéation d'étirement.

Fig.33 : Apparition d'un gaufrage parallèle à l'étirement fini par déformation.

Fig.34 : Schéma montrant l'obliquité entre linéation d'étirement et

linéation de crénulation dans la charnière d'un micropli P2.

- Fig.35 : Relation entre S1 et la schistosité de fracture S2 dans la partie supérieure de la nappe de Pardailhan.
- Fig.36 : Les linéations de crénulation et les axes de microplis dans la région étudiée
- Fig.37 : Schéma d'un pli à axe courbe situé à 1 km l'ESE de Vieussan et représentation stéréographique des éléments géométriques de ce pli.
- Fig.38 : Schéma d'un pli à axe courbe situé à 1 km l'Est du Pin et représentation stéréographique des éléments géométriques de ce pli.
- Fig.39 : Quelques exemples de plis dans la zone de transition (Schistes X).
- Fig.40 : Différents styles de plis P1.
- Fig.41 : Schéma de formation de pli P3.
- Fig.42 : Coupe de Moulin de Graïs d'Ouest en Est.
- Fig.43 : Schéma illustrant l'applatissage pur dans le charnière d'un pli couché.
- Fig.44 : Style des plis pliés aux différentes phases de plissement.
- Fig.45 : Crinoïdes tronçonnées pour la mesure de l'elongation à 1,3 km au NEE de village Aigues-Vives dans la nappe des Monts de Faugères.
- Fig.46 : Crinoïdes tronçonnées pour la mesure de l'elongation à 500 m au NE de Vieussan dans la nappe du Mont Peyroux.
- Fig.47 : La valeur retenue de R_s correspond à la moyenne harmonique obtenue en minimisant le paramètre X^2 ("chi-square") de la distribution.
- Fig.48 : Schéma de détermination de la longueur de X, Z et l'angle ϕ .

- Fig.49 : Rapport axial de l'ellipse de déformation (R_s) sur le plan XZ par méthode de R_f/ϕ (ellipses noires), rapport de X/Z et K par la méthode de Fry (ellipses pointillées) et rapport de X/Y par la méthode de l'elongation des crinoïdes tronçonnés (ellipses blanches) dans chaque niveau des nappes.
- Fig.50 : Diagramme de la méthode de Fry sur les radiolaires déformées.
- Fig.51 : Diagramme de la méthode de Fry sur les radiolaires déformées.
- Fig.52 : Diagramme de la méthode de Fry sur les radiolaires déformées.
- Fig.53 : Diagramme de Flinn, montrant les relations entre les fabriques L-S et l'ellipsoïde de déformation.
- Fig.54 : Régimes de déformation et relation contrainte-déformation en déformation plane, projection dans le plan perpendiculaire à O_z et à l'axe Y.
- Fig.55 : Etude du rapport d'extension maximum de l'ellipse de déformation à partir de deux segments OA et OB.
- Fig.56 : Courbe C donnant l'angle α entre l'axe d'étirement et la direction de cisaillement en fonction de l'angle de cisaillement θ .
- Fig.57 : Différents critères de déformation non-coaxiale.
- Fig.58 : Représentation schématique de l'attitude des plans S, C et C au cours d'un cisaillement simple progressif.
- Fig.59 : Carte des linéations d'étirement et des schistosités.
- Fig.60 : Echantillon montrant le cisaillement senestre de microconglomérat à Roc Suzadou dans la zone de transition (Schistes X).

- Fig.61 : Critères des sens de rotation senestre.
- Fig.62 : Conglomérats déformés montrant un sens de cisaillement vers l'Est à 800 m au SSE de Faugères dans la nappe des Monts de Faugères.
- Fig.63 : Calcaire avec fragments de crinoïdes montrant un sens de cisaillement vers l'Est à 500 m au Sud de Plaussenous dans la nappe des Monts de Faugères.
- Fig.64 : Radiolaires déformées montrant un sens de cisaillement vers le NE au Moulin de Graïs.
- Fig.65 : Conglomérat cisailé vers le NE à 1,5 km au Nord de Ceps.
- Fig.66 : Pyrite et queue de cristallisation asymétrique.
- Fig.67 : Calcaire noduleux montrant un sens de cisaillement vers l'ENE.
- Fig.68 : Critère de sens de cisaillement vers l'Est dans le flanc Sud de l'unité de Ferrals-Malviès.
- Fig.69 : Calcaire noduleux montrant un cisaillement ductile vers le Sud à 2 km au Nord de Pardailhan.
- Fig.70 : Critères d'un sens de rotation vers le Sud à 5 km au NW de St-Chinian.
- Fig.71 : Echantillon montrant le même sens de rotation vers l'Est des deux flancs d'un pli P1 dans le Schistes X.
- Fig.72 : Exemple montrant le même sens de rotation vers l'Est des deux flancs d'un pli P1 dans le Schistes X.
- Fig.73 : Différents sens de cisaillement dans les deux flancs d'un pli isoclinal P2 à l'Est de St-Etienne-d'Albagnan.
- Fig.74 : Block-diagramme des principales structures associées aux linéation d'étirement.
- Fig.75 : Coupe illustrant l'inversion des sens de cisaillement dans la S1 les deux flancs d'un pli P2 d'axe E-W au Sud de

Margal.

Fig.76 : Modèle de F. Arthaud (1970) impliquant l'existence de plis couchés pluri-kilométriques se mettant en place du Nord vers le Sud.

Fig.77 : Modèle de A. Nicolas (1977) : (a) Fontionnement du linéament ductile sénastre est relèvement subséquent des isogrades. (b) Mise en place des nappes par glissement gravitaire sous l'effet de la surrection oblique du dôme migmatitique.

Fig.78 : Modèle montrant la mise en place des nappes vers le Sud pendant le premier stade et la réorientation vers l'Est près de la Zone Axiale à cause de la surrection oblique du diapir dans la Zone Axiale pendant le deuxième stade.

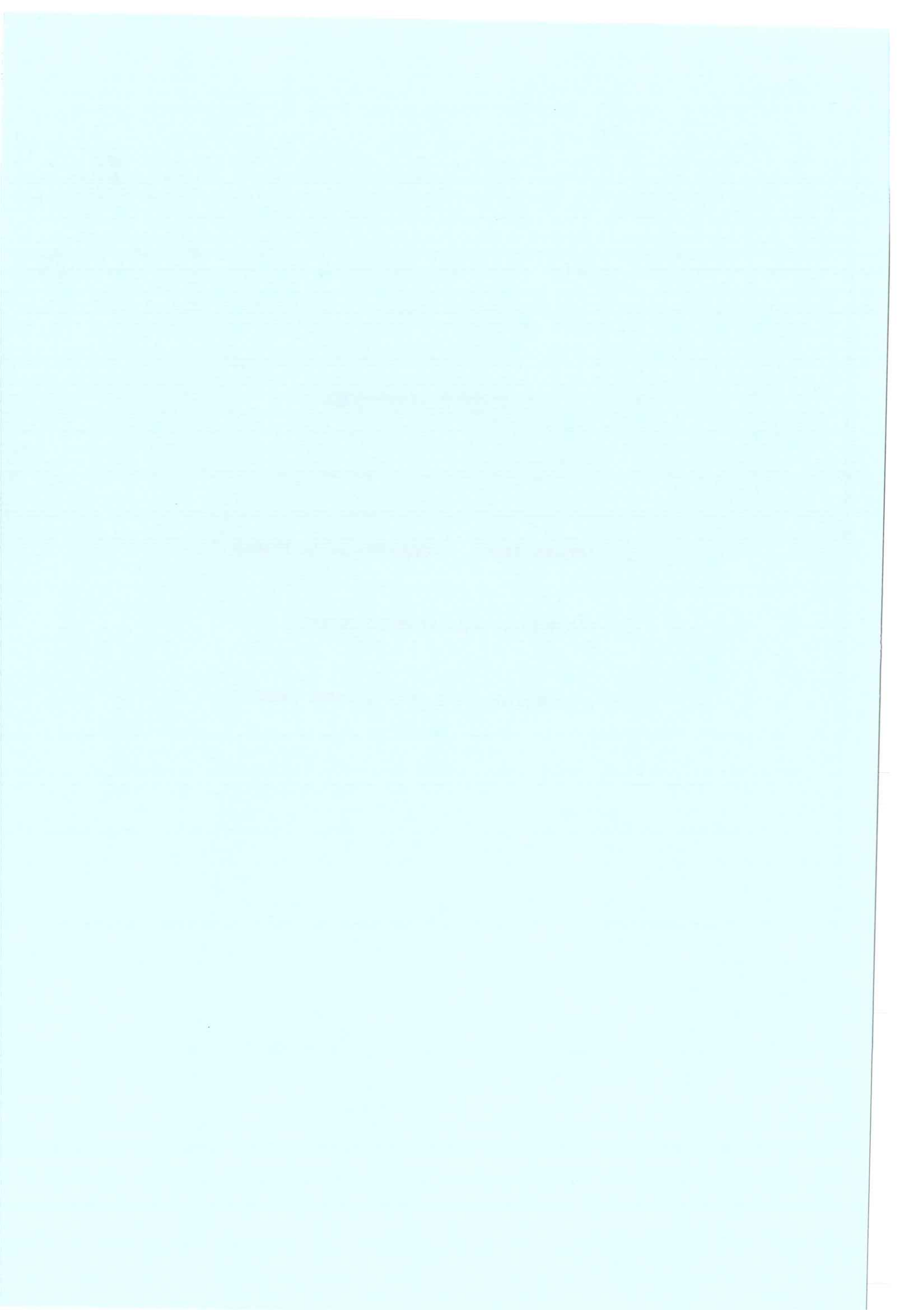
Fig.79 : Modèle montrant la mise en place des nappes vers l'ENE, suivie en continu d'un serrage transpressif sénestre en liaison avec la surrection de la Zone Axiale. Le stade ultime résulte de la prédominance des mouvements à vergence Sud sous l'effet de la mise en dôme finale de la Zone Axiale.

CHAPITRE I. GENERALITES

I.1. INTRODUCTION A LA GEOLOGIE DE LA FRANCE

I.2. L'OROGENESE HERCYNIENNE D'EUROPE

I.3. LA MONTAGNE NOIRE DANS LE CADRE HERCYNIEN



CHAPITRE I. GENERALITES

I.1. INTRODUCTION A LA GEOLOGIE DE LA FRANCE

Ce paragraphe est destiné au lecteur coréen peu familier de la géologie de la France en général, et devrait permettre de resituer la région étudiée dans son cadre géologique.

Le territoire français dans son ensemble appartient au domaine hercynien d'Europe occidentale. Ce domaine, principalement structuré au paléozoïque moyen et supérieur contient néanmoins d'importantes reliques des cycles antérieurs. A la fin du paléozoïque, ce bati hercynien hétérogène, arasé subit une distension généralisée génératrice de grands fossés intracratoniques précédant l'ouverture atlantique et l'installation de bassins de plate forme.

LES RELIQUES DES CYCLES ANCIENS -

Le Protérozoïque inférieur, sous la forme d'un socle métamorphique mésozonal daté par U-Pb sur Zircons à 2000 Ma, a été identifié sur la côte Nord de la Bretagne et dans les îles anglo-normandes. Ces formations sont surmontées en discordance par des sédiments volcanoclastiques briovériens. Ce fragment de socle ancien pourrait être sur la foi de données paléomagnétiques, un prolongement septentrional du craton Ouest africain.

L'orogène Cadomien. Au nord du Massif Armoricaïn, un large tronçon de cet orogène se trouve préservé de la remobilisation calédono-hercynienne. Une série d'âge Protérozoïque supérieur (Briovérien) y repose en discordance sur le vieux socle à 2000 Ma.

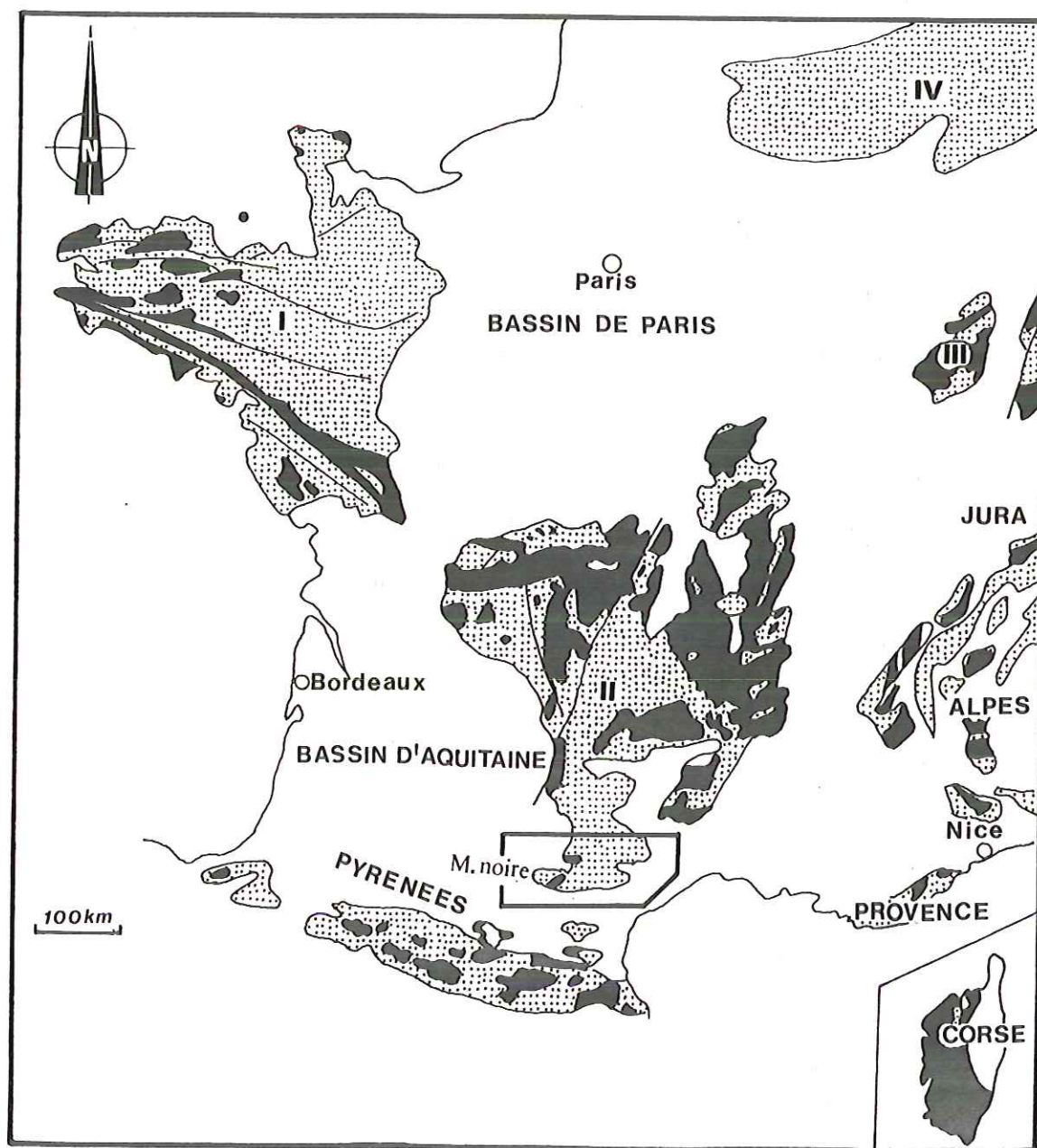


Fig.1 Principales regions naturelles en France.
 Les vieux massifs sont en grisé (I : Massif
 Armoricain, II : Massif Central, III : Vosges,
 IV : Ardennes). Les granites hercyniens sont
 en noir.

(Le Protérozoïque moyen est absent.) On distingue un Briovérien inférieur volcano-sédimentaire suivi par la mise en place autour de 600 Ma, d'un abondant magmatisme calco-alcalin basique, et un Briovérien supérieur grauwakeux flyschöide.

On définit de part et d'autre de la baie du Mt. St. Michel, une étroite zone axiale métamorphique dirigée NE-SW où le Briovérien supérieur surmonte en discordance un Briovérien inférieur déformé et affecté par un métamorphisme atteignant l'anatexie. A l'Ouest de ce domaine axial, la série flyschöide supérieure est concordante tandis qu'au Sud-Est, déformation et métamorphisme décroissent très rapidement tandis que le Briovérien supérieur peu discordant prend un caractère molassique marqué.

Cette disposition résulterait du fonctionnement d'une marge active dont la subduction dirigée au Sud-Est serait responsable du magmatisme calco-alcalin et de la suturation d'un domaine océanique "celtique" dont les restes ophiolitiques seraient identifiés en Manche par une forte anomalie-magnétique NE-SW. En dehors de cette zone préservée, le domaine cadomien a été fortement remodelé par les événements calédoniens et hercyniens, et, si des reliques indiscutables subsistent dans tout le domaine armoricain, le Massif Central, les Pyrénées et les Maures, il est actuellement impossible de dire si ce Briovérien a été ou non structuré avant le Paléozoïque. Il en est de même des métavolcanites encore mal datées, situées à l'arrière de la chaîne cadomienne dans la zone interne hercynienne et dont une partie, au caractère distensif marqué, pourrait être anté-cambrienne.

Le cycle Caledonien. Durant tout le Paléozoïque inférieur, la France reste divisée en trois domaines hérités de l'orogénèse

cadomienne et dès le Cambrien il est possible de distinguer deux zones de plate-forme, localement émergées, en Bretagne-Normandie d'une part, dans les Pyrénées et la Montagne Noire d'autre part. Ces zones stables encadrent un large domaine métamorphique où aucune sédimentation équivalente n'est reconnue.

L'ensemble du domaine connaît au Cambrien inférieur et moyen une importante activité magmatique à dominante rhyolitique principalement développée sur les sites de l'orogénèse cadomienne dont elle pourrait constituer une conséquence tardive. Cet important volcanisme tardi orogénique se retrouve remanié dans les dépôts volcano-sédimentaires qui caractérisent la zone Vendée-Rouergue-Cévennes tandis que dans la Montagne Noire, marge nord de la plate forme méridionale, soumise à une distension crustale, se mettent en place des granitoïdes anorogéniques à tendance alcaline.

Dès le Cambrien moyen, la distension crustale prévaut dans la zone médiane avec un magmatisme bimodal associant un volcanisme tholéiitique "abyssal" et un plutonisme acide de type alcalin souvent potassique, tandis que le domaine nord reste une aire épicon-tinentale. Le domaine méridional quant à lui, a une évolution de type plate-forme mobile avec volcanisme calco-alcalin et sédimenta-tion flyschöide en relation possible avec l'activité orogénique développée plus au sud au Cambro-Ordovicien dans le bloc sarde et la plaque apulienne resituées dans leur position anté alpine.

Durant le Silurien, le magmatisme de la zone médiane est symptomatique de la pérennité de la distension crustale avec toujours un caractère bimodal alcalin et tholéiitique mais également un volcanisme d'arc d'extension limitée. Il est probable que cette distension ait contribué à créer des zones océanisées ultérieurement suturées lors des charriages hercyniens. En fait la mise en évidence

d'un véritable chaîne calédonienne dans ce domaine reste encore problématique, car en dehors des déformation^s à caractère très superficiel de l'Ardenne, il ne reste que peu de reliques ~~d'un~~ tectoniques ou métamorphiques d'un événement calédonien. En effet, en raison de l'intense remobilisation hercynienne, on ne retrouve des traces isotopiques de cette évolution Ordovicienne que dans les Vosges et la Forêt Noire et plus à l'est en Bavière ou dans le domaine Moldanubien de Bohême et d'Autriche.

L'OROGENESE HERCYNIENNE.

La zone affectée par les distensions crustales au cours du cycle calédonien va devenir le domaine interne de l'orogène hercynienne où la structuration débute dès le Dévonien inférieur. Les deux zones de plate forme précédemment décrites constituent deux domaines externes plus ou moins symétriques, déformés progressivement durant tout le Carbonifère. L'évolution Dévono-Carbonifère de la France et sa place dans l'orogène hercynienne de l'Europe Occidentale sont exposés dans le paragraphe suivant (Chapitre I.2).

A la fin du cycle hercynien, la zone interne, correspondant à une croûte surépaissie, émerge dès le Viséen supérieur et restera le siège d'une sédimentation fluviale ou limnique jusqu'au Trias moyen ou au Lias. L'hétérogénéité née de l'opposition entre le domaine interne à croûte épaissie et les deux domaines ~~externes~~ est génératrice de distensions débutant dès le Carbonifère et s'accroissant au Permo-Trias. Cette distension préfigure l'ouverture de l'Océan Atlantique et semble liée à la subduction téthysienne très sensible en Europe Orientale (Balkans).

L'EVOLUTION POST-HERCYNIENNE.

Les bassins intracontinentaux Mésozoïques. La distension Permienne est à l'origine de grands fossés intracratoniques très subsidents (Grésigne, NE du Massif Central...). Elle s'accompagne en Corse de la mise en place de granites anorogéniques. Cette distension se poursuit au Trias où elle est soulignée par un magmatisme distensif intracontinental (tholéiites continentales et basaltes alcalin). Dès le Lias, on peut distinguer quatre domaines. (1) une zone émergée englobe Massif Armoricaïn et Massif Central séparés par un seuil souvent transgressé (seuil du Poitou). Cette zone correspond à la zone axiale à croûte épaissie de l'orogène hercynien. (2) Au nord de cette zone émergée s'étend le Bassin de Paris dont la subsidence thermique (3000 m) est liée à une croûte amincie au cours des distensions permienes. La transition du Bassin Parisien au domaine subalpin s'effectue dans le Jura par un domaine de plate forme mobile affecté par le rejeu d'accidents tardihercyniens de direction Cévenole. (3) Le sillon subalpin, limité à l'Ouest par les accidents Cévenols, est un fossé fortement subsident (6000-9000 m) probablement lié au fonctionnement décrochant distensif de ces failles. Plus à l'Est, on reconnaît dans ce qui deviendra le domaine Dauphinois, une marge passive gouvernée par une tectonique cassante synsédimentaire jalonnée par une spectaculaire sédimentation bréchique. (4) Au sud-ouest du Massif Central, le Bassin d'Aquitaine, assez analogue au Bassin de Paris dans sa partie septentrionale, évolue à l'approche des Pyrénées en un bassin de marge passive fortement subsident (10.000 m) lié à la distension qui engendre le Golfe de Gascogne.

Le domaine alpin. A partir du Lias, le domaine alpin occiden-

tal fonctionne comme une zone de transformation située entre l'Océan Téthysien en cours de subduction vers le Nord d'une part et un Océan Mésogéen en cours d'expansion d'autre part (Fig.2). Cette zone transformante marquée par un système complexe de segments d'accrétion et de failles transformantes, constitue à partir du Jurassique supérieur une profonde dépression à croûte océanique. Ce rift transformant océanique recueille jusqu'à son comblement à la fin du néogène les sédiments flyschoïdes témoins de la subduction téthysienne.

La subduction du rift alpin et la collision subséquente des blocs Européen et Africain engendrent dans la zone de suture un premier métamorphisme mal daté de haute pression-basse température (lawsonite) suivi au Crétacé supérieur (vers 70 Ma) d'une phase de plus haute température (à glaucophane-zoïsite) parfois éclogitique. Ces paragéneses de haute pression sont ultérieurement rétrotransformées dans le faciès schiste vert lors des réajustements isostatiques de l'Eocène supérieur.

A partir de l'Eocène, le domaine océanique alpin étant totalement résorbé, la marge Apulienne se trouve charriée sur la marge européenne (Fig.3). Il est à noter que cette résorption par subduction-obduction ne s'accompagne d'aucun volcanisme de marge active ce qui atteste bien de l'étroitesse du domaine subducté. L'écaillage crustal résultant de la collision des deux blocs correspond à un raccourcissement estimé de 300 à 500 km. Au cours de l'Oligocène, d'étroits sillons subsidents se situent dans l'avant pays alpin, ces fossés liés à une distension crustale sont associés à un volcanisme alcalin (fossés du Rhin, Bourgogne, Limagnes).

La marge atlantique et le domaine Pyrénéen. La distension de la fin du Trias est accompagnée dans le Sud et l'Ouest de la France

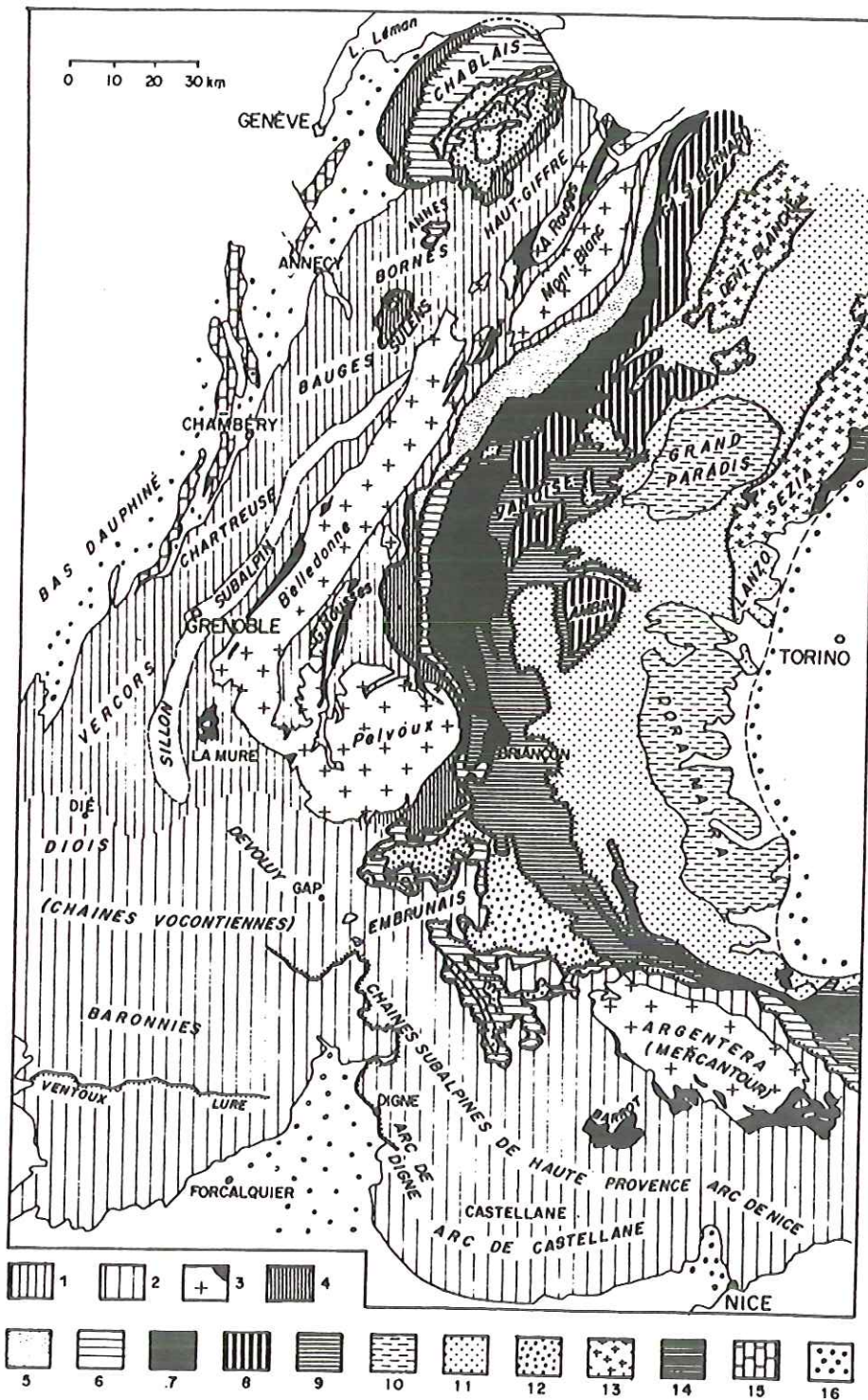


Fig. 2 Schéma structural des Alpes.

1. Chaînes subalpines septentrionales. - 2. Chaînes subalpines méridionales.
3. Massifs cristallins externes et bassins permo-houillers. - 4. Zone ultra-dauphinoise.
5. Zone valaisane. - 6. Zone subbriançonnaise. - 7. Zone houillère briançonnaise.
8. Zone Vanoise - Mont Pourri (Permo-Houiller briançonnais métamorphique).
9. Mésozoïque briançonnais. - 10. Massifs cristallins internes piémontais. - 11. Zone des Schistes lustrés piémontais. - 12. Nappes du Flysch à Helminthoïdes et Flysch de la Simme sl. - 13. Zone Sesia. - 14. Zone d'Ivrée. - 15. Jura. - 16. Bassins molassiques peri-alpins.

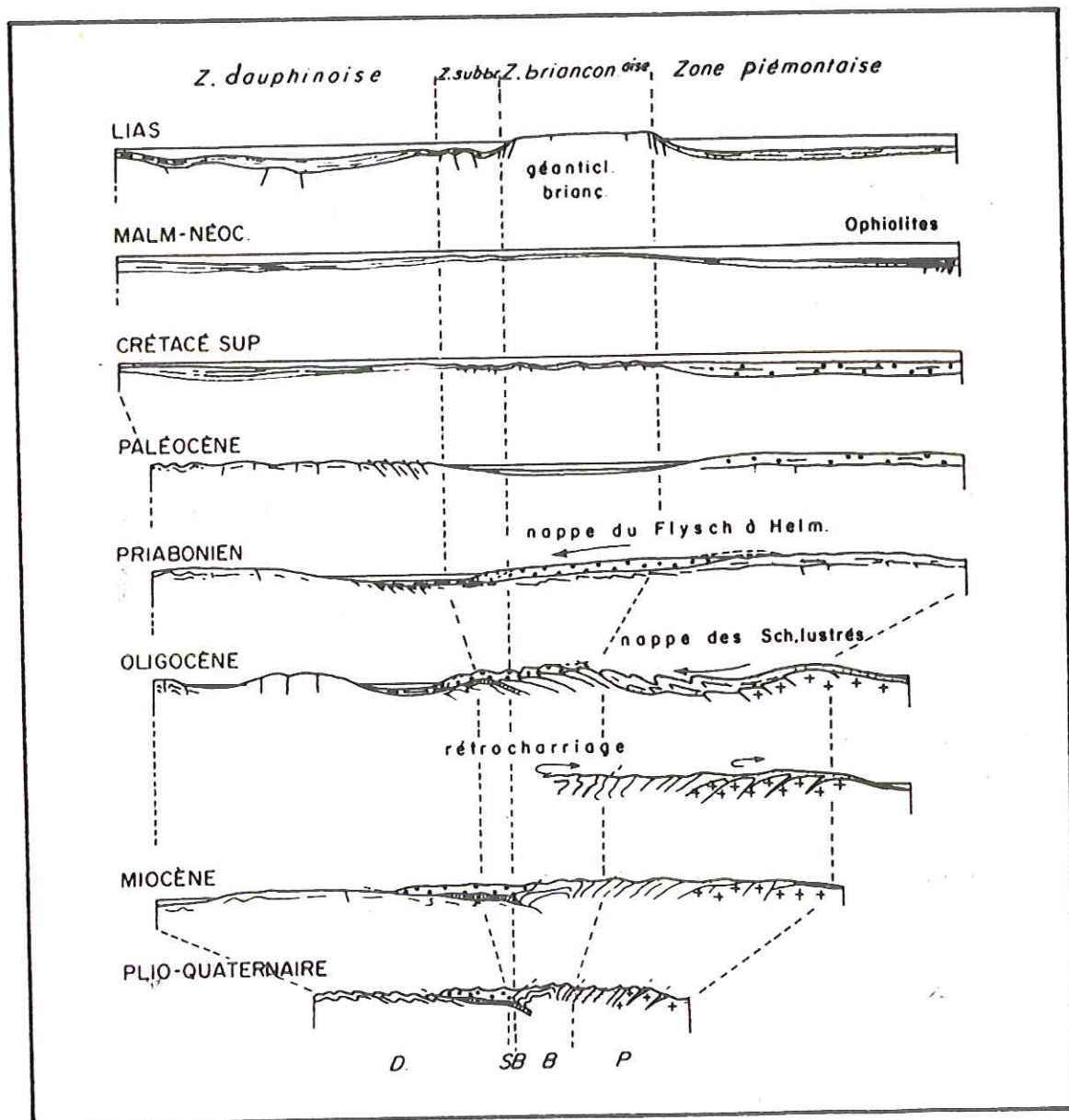
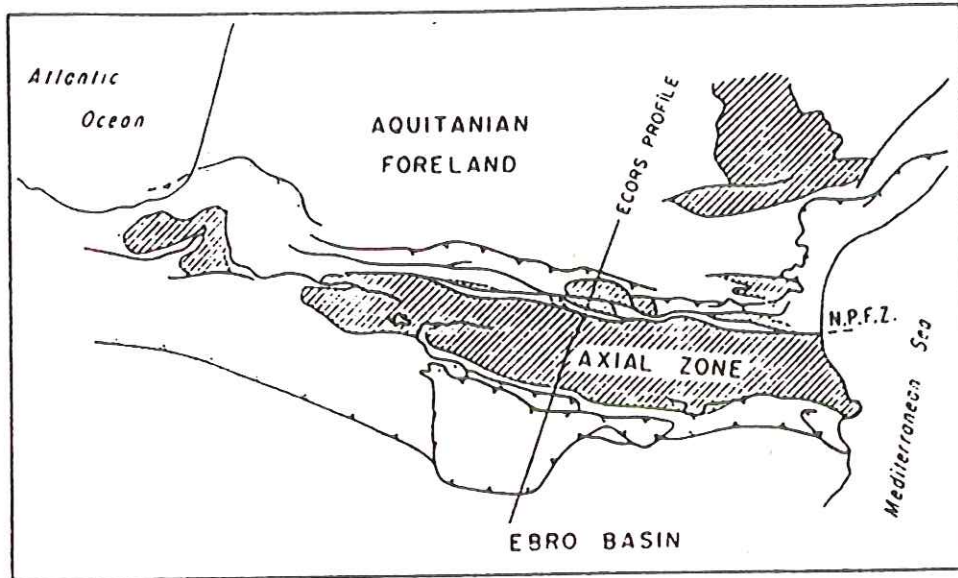


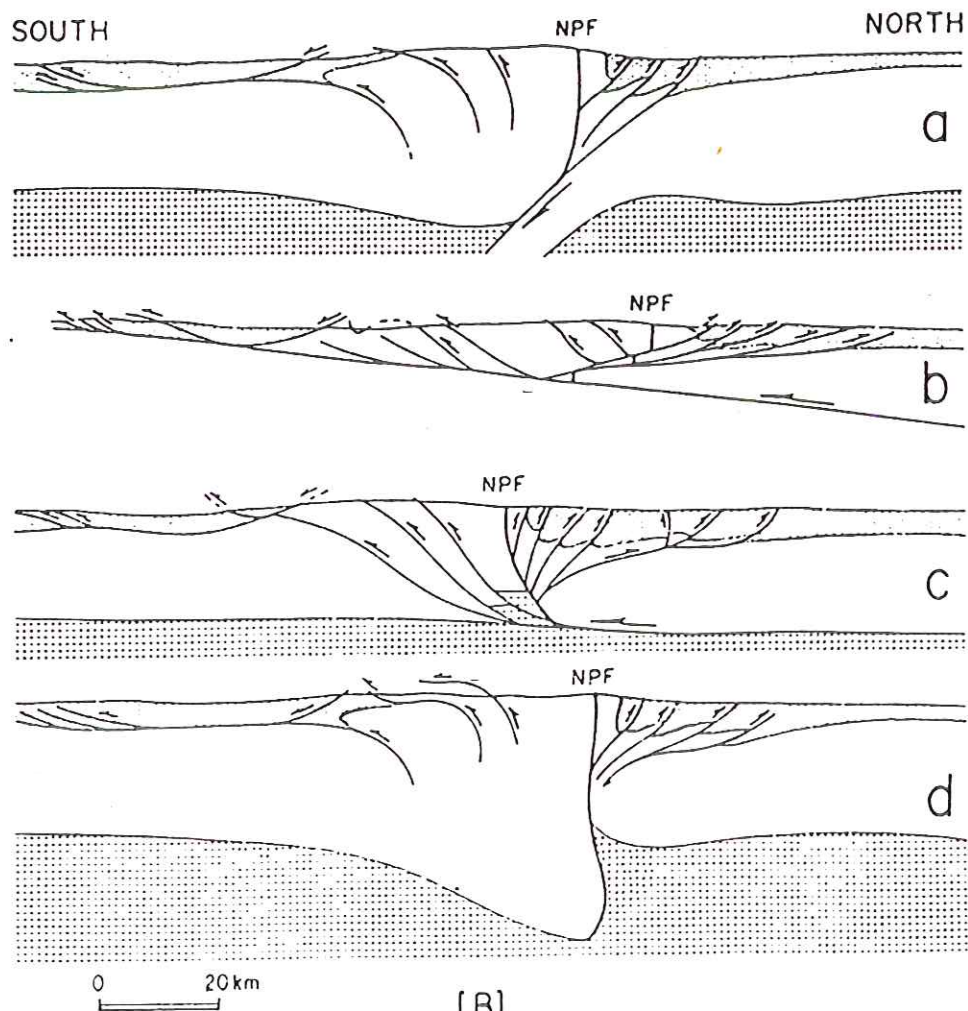
Fig.3 Schéma simplifié de l'évolution structurale des Alpes (d'après Debelmas et al. 1970).

par un volcanisme tholéiitique. Cette distension conduit à la création d'un espace océanique situé entre plaque Iberique d'une part, Aquitaine et Massif Armoricaïn d'autre part. L'accrétion océanique se poursuit jusque dans le Crétacé supérieur. Vers l'Est ce domaine se prolonge par un rift intracontinental "Pyrénéen" où les phénomènes distensifs probablement accompagnés d'une composante en coulisement sont accompagnés d'un volcanisme alcalin et de la mise en place de péridotites mantelliques.

Sous l'effet de la rotation senestre de la péninsule Ibérique, les deux blocs qui se font face ont d'abord un comportement de marge stable puis, sous l'effet du rapprochement progressif, une constriction s'amorce, d'abord absorbée par la subduction Paleocène de l'étroit espace océanisé au Crétacé puis marquée par la collision Eocène et l'écaillage crustal qui en résulte (Fig.4).



[A]



[B]

Fig.4 Schéma structural (A) et coupes des Pyrénées le long du profil ECORS, exposant les différentes hypothèses proposées (B). (in équipe ECORS "pyrénées")

I.2. L'OROGENESE HERCYNIENNE D'EUROPE.

Depuis Suess (1926) et Stille (1951), il est convenu d'appeler "hercyniens" les événements tectono-métamorphiques et magmatiques compris entre le Dévonien moyen et le Permien. L'orogénèse hercynienne naît du rapprochement puis de la collision de deux grands blocs continentaux Laurasia et Gondwana. Elle est bien visible en Europe, en Afrique du nord-ouest et en Amérique du Nord.

La chaîne hercynienne d'Europe est un orogène sinueux que l'on peut suivre de façon discontinue sur près de 5.000 km depuis la Pologne jusqu'au Sud du Portugal (Fig.5). Elle borde au Sud-Ouest l'Europe stable représentée par le bouclier Scandinave et la plate-forme Russe.

Les terrains affectés par l'orogénèse hercynienne peuvent être classés en 3 grandes catégories : (1) Affleurant dans de grands massifs (Bohême, Saxe-Thuringe, Ardennes, Cornouaille britannique, Armorique, Massif Central, Maures-Esterel, bloc Corso-Sarde, Meseta ibérique) à tectonique post-Permienne faible ou nulle. (2) Repris dans la chaîne Pyrénéenne, les Alpes, les Cordillères bétiques et l'ensemble Calabro-Peloritano-Kabyle. (3) Cachés sous les grands bassins sédimentaires (Parisien, Rhénan, Aquitain, Ebre, etc.) et dans les marges du golfe de Gascogne et de la Méditerranée (Fig.5). On peut distinguer un certain nombre de zones se succédant du Nord au Sud, caractérisées par un développement différent, tant au point de vue stratigraphique que structural, des séries Dévono-Carbonifères. Toutes ces zones se situent en bordure d'un avant-pays connu surtout par sondage en Hollande et en Allemagne (Westphalie) mais affleurant dans le Brabant et les îles Britanniques. Sur ces dernières le Dévonien et le Carbonifère ne sont pas plissés.

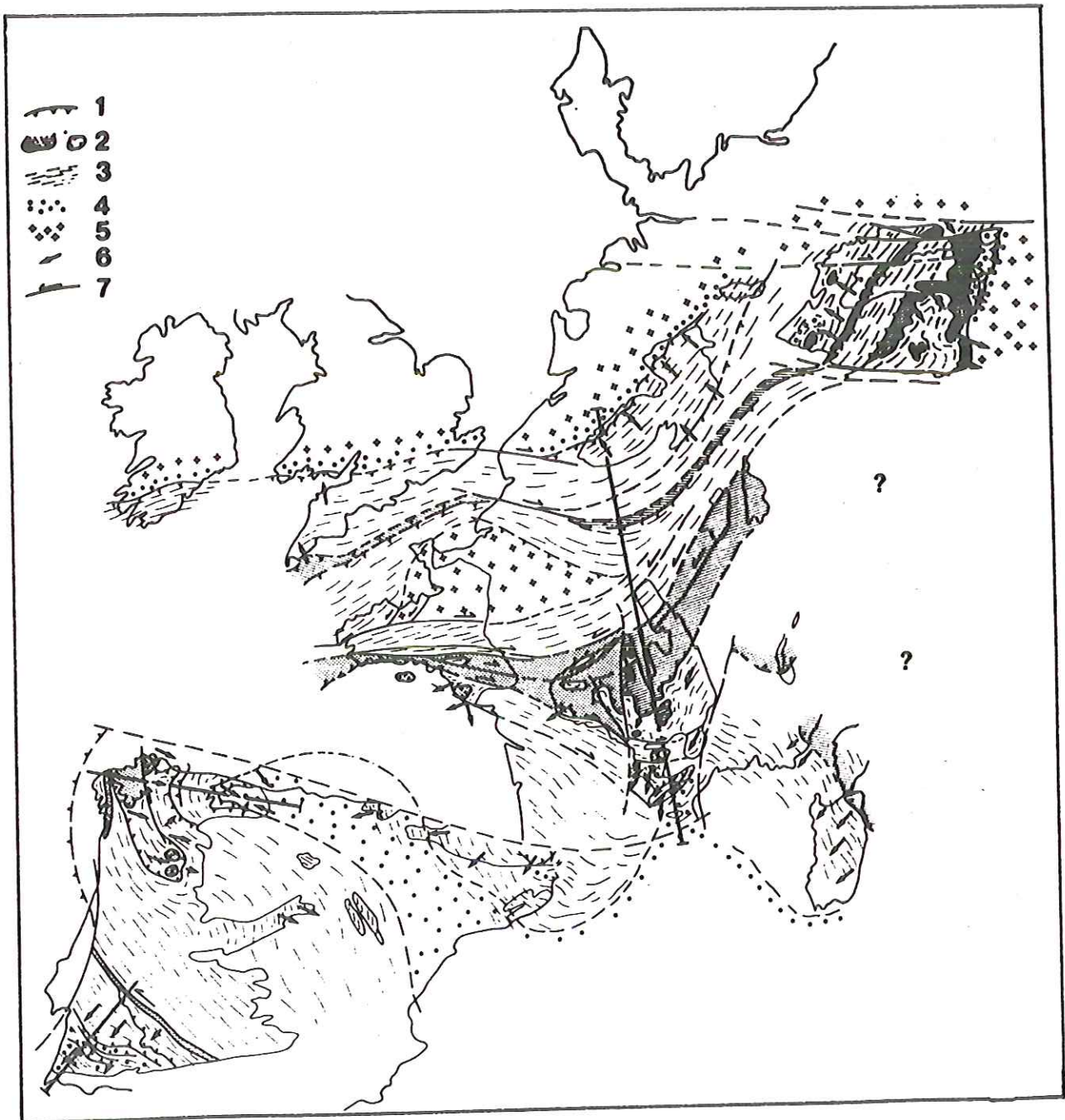


Fig.5 Schéma structural de la chaîne hercynienne d'Europe (d'après Matte, 1986). 1 : principaux chevauchements, 2 : nappes cristallines internes et sutures ophiolitiques, 3 : domaines à schistosité de flux ou foliation, 4 : bassin dévono-carbonifères externes, 5 : plates-formes ou blocs avec peu ou pas de déformation hercynienne, 6 : sens de transport des nappes et déversement des grands plis couchés, 7 : grands décrochements ductiles.

La limite nord de la chaîne est bien définie depuis le Sud de l'Irlande jusqu'en l'Allemagne par ce qu'on appelle le "front hercynien". Il s'agit de chevauchements plats à vergence Nord. Au Nord-Est du massif de Bohême, l'ensemble des zones structurales hercyniennes est coupé obliquement et décalé par une série de décrochements dextres NE-SW limitant au sud la plate-forme Russe. Ces failles pourraient se poursuivre jusqu'à la mer Noire avec un couloir de déformation hercynienne relativement étroit qui pourrait se prolonger sous les Carpathes depuis la Pologne jusqu'à la Dobrogée.

Ce couloir pourrait relier la chaîne hercynienne d'Europe au Caucase où l'on connaît également une déformation et un métamorphisme hercynien importants (Adamia et al., 1981). Toutefois la tectonique tangentielle en nappe et plis couchés est beaucoup plus développée du côté sud de la chaîne (Fig.6).

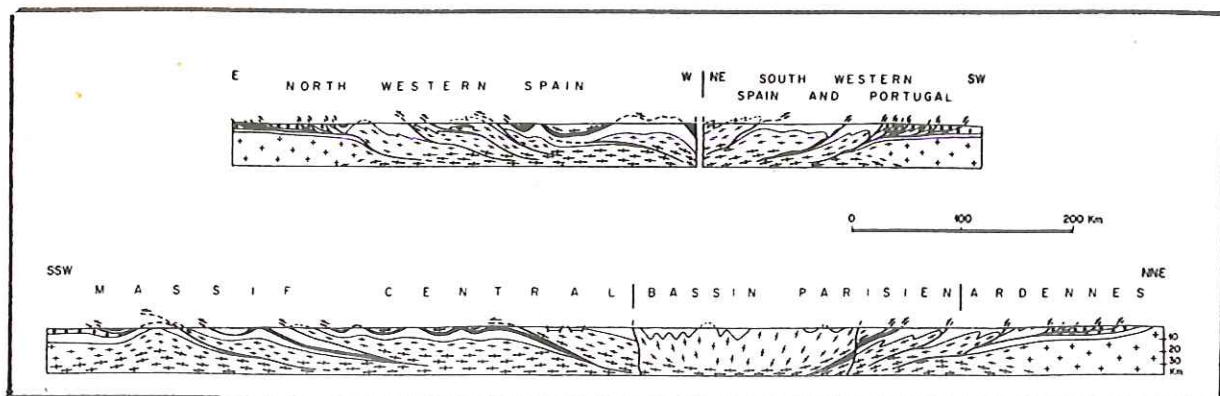


Fig.6 Coupes simplifiées de la chaîne, localisées sur la figure 5
Blanc : Paléozoïque inférieur, Petits cercles : Dévono-Carbonifère, Croix : Croûte continentale précambrienne sans déformation hercynienne, Croix allongées : Idem avec déformation hercynienne, Croix épaisses : Croûte granulitique.

La limite sud de la chaîne est seulement connue dans le Sud-Est du massif de Bohême où une série de plis couchés et de chevauchements plats, amènent le Dévono-Carbonifère intensément déformé de la

zone morave sur une plate-forme où le Dévono-Carbonifère non déformé recouvre un substratum métamorphique précambrien. Plus au sud-ouest sur le pourtour méditerranéen on ne connaît pas l'avant-pays de la chaîne.

Dans le Massif Central on reconnaît une série appelée "groupe leptyno-amphibolique" constitué d'éclogites, pyrigarnites, pyriclastites, gabbros coronitiques, péridotites à grenat ou à spinelle, granulites avec ou sans silicates d'alumine, skarns et gneiss kinzigitiques (D. Santallier, 1981). Le groupe leptyno-amphibolique est considéré comme une série ophiolitique. Sur un profil N-S transverse à la chaîne, on observe deux fois cette série ce qui permet de définir trois domaines continentaux du nord au sud : Laurasie, Armorica et Gondwana.

Les caractères de la chaîne hercynienne sont ceux d'un orogène par obduction-collision correspondant à la fermeture de deux océans (Fig.7): "Rhéique" au nord et "Galice-Massif central" au sud. Ces deux sutures sont distinctes de celle correspondant au "Iapetus" le long des chaînes calédonienne et appalachienne (Fig.8). Il existe plusieurs modèles d'évolution géodynamique (par ex. Lorenz et Nicholls (1984), Matte et Burg (1981), Matte (1986)). Les quelques âges obtenus sur les roches océaniques hercyniennes se concentrent autour de 450-500 Ma aussi bien pour la suture nord que pour la suture sud. Dans la suture sud, "Galice-Massif Central", la présence de basaltes et gabbros d'arrière-arc souvent liés à une sédimentation grauwackeuse laisse supposer l'existence d'une subduction intra-océanique antérieure à l'obduction.

Il y a peu de contraintes géologiques pour connaître la taille de ces océans: la présence d'un magmatisme alcalin à hyperalcalin entre 450 et 530 Ma laisse supposer que ceux-ci se sont ouverts au

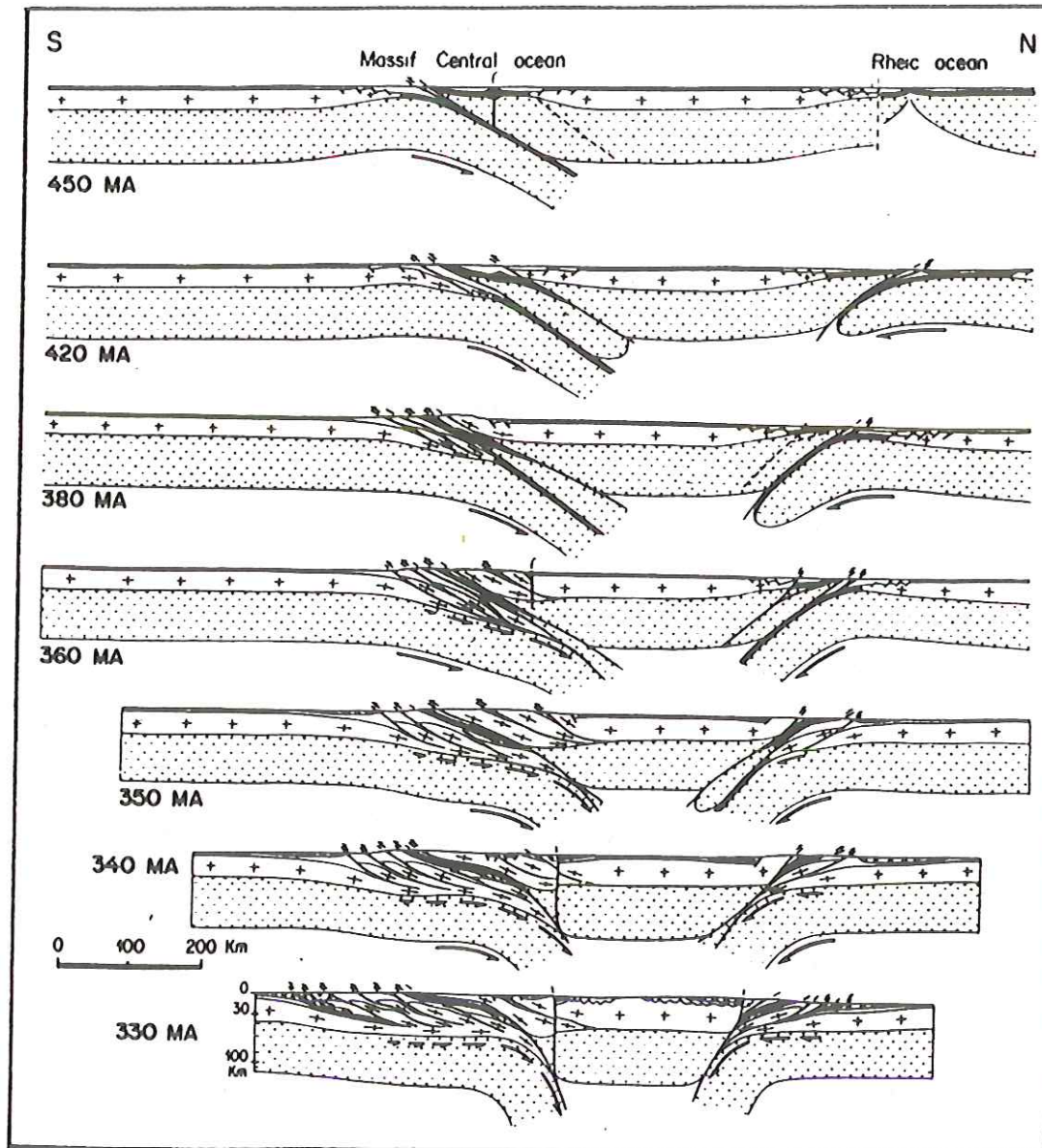


Fig.7 Modèle d'évolution de la chaîne hercynienne d'Europe sur la transversale Ardennes-Massif Central. (d'après Matte, 1986).
 Pointillé : manteaux, Croix : Croûte continentale, Noir : Croûte océanique ou d'arc, Blanc : sédiments paléozoïques, Cercles ouverts : bassin d'avant-chaine Dévono-Carbonifères.

Cambro-Ordovicien. Cependant, les données paléomagnétiques sur l'Ordovicien ne permettent pas de mettre en évidence ces deux domaines océaniques. En effet, il n'y a pas de différences d'inclinaison notable de part et d'autre des sutures que l'on vient de définir; toute la plaque Armorica ayant de fortes inclinaisons de type gondwanien (Fig.8); la limite entre les inclinaisons faibles et fortes se situe au niveau de la suture de Iapetus (Perroud et Van Der Voo, 1984).

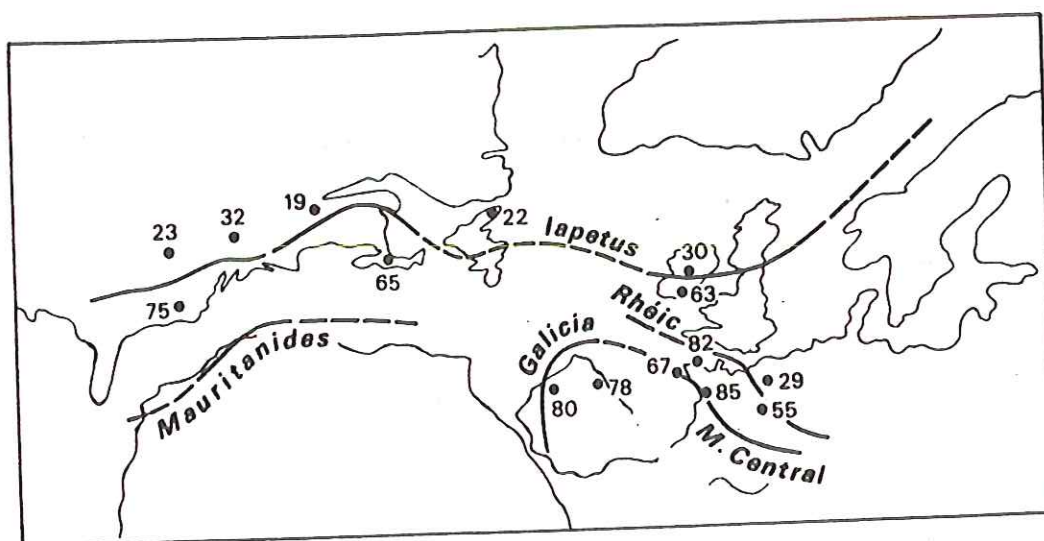


Fig.8 Inclinaisons ordoviciennes d'après Perroud et Van der Voo (1984) reportées sur une reconstruction Permienne. En traits épais : Sutures océaniques paléozoïques. On remarque les différences notables d'inclinaison de part et d'autre du Iapetus. (d'après Matte, 1986).

Au point de vue sédimentologique, le stade obduction est marqué pour la suture Galice-Massif Central, par la présence de mélanges ophiolitiques Siluro-Dévonien (Galice) et pour la suture Rhéique, par la présence de chromite dans le flysch Dévonien supérieur de la zone saxo-thuringienne. C'est à ce stade qu'a pu se produire le métamorphisme de haute pression (10-16 kb, Eclogite/Schiste bleu) que l'on trouve tout au long de la suture sud depuis la péninsule Ibérique jusqu'au massif de Bohême entre 430 et 380 Ma.

La présence d'un métamorphisme barrovien et d'une anatexie à 380 Ma, à partir de matériaux continentaux, montre que la collision a été précoce et que la subduction continentale avait déjà commencé avant le Dévonien supérieur, au moins en ce qui concerne la suture Galice-Massif central.

La migration symétrique de la déformation, la progression vers l'extérieur de la chaîne de l'âge du métamorphisme et des granites entre 380 et 300 Ma, montre qu'après la collision, s'est produite une subduction continentale vers le sud au niveau de la suture nord et vers le nord au niveau de la suture sud. Cette double subduction continentale est responsable de l'allure en éventail de la chaîne tout au moins au niveau de la coupe Ardennes-Massif Central (Fig.6).

L'analyse de l'ensemble de la tectonique cassante d'âge Carbonifère de l'Europe hercynienne occidentale, (F.Arthaud et P.Matte, 1977) permet d'interpréter la fin du cycle hercynien comme la déformation d'un ensemble de blocs crustaux entre les deux plaques Gondwana et Laurasia affectées d'une convergence avec forte composante de cisaillement dextre. C'est au Permien avec la fin des convergences appalachiennes et de l'Oural et la constitution finale de la Pangée que cesse ce régime de déformation générale.

I.3. LA MONTAGNE NOIRE DANS LE CADRE HERCYNIEN.

Le Massif Central qui étend ses reliefs sur 86.000 km² (1/6 de la surface totale de la France) est un important fragment de la chaîne hercynienne d'Europe. Les études modernes confirment bien la puissante empreinte des déformations, des phases métamorphiques et des mises en place de granites liées à l'orogénèse hercynienne, mais elles déchiffrent aussi, progressivement, une histoire complexe

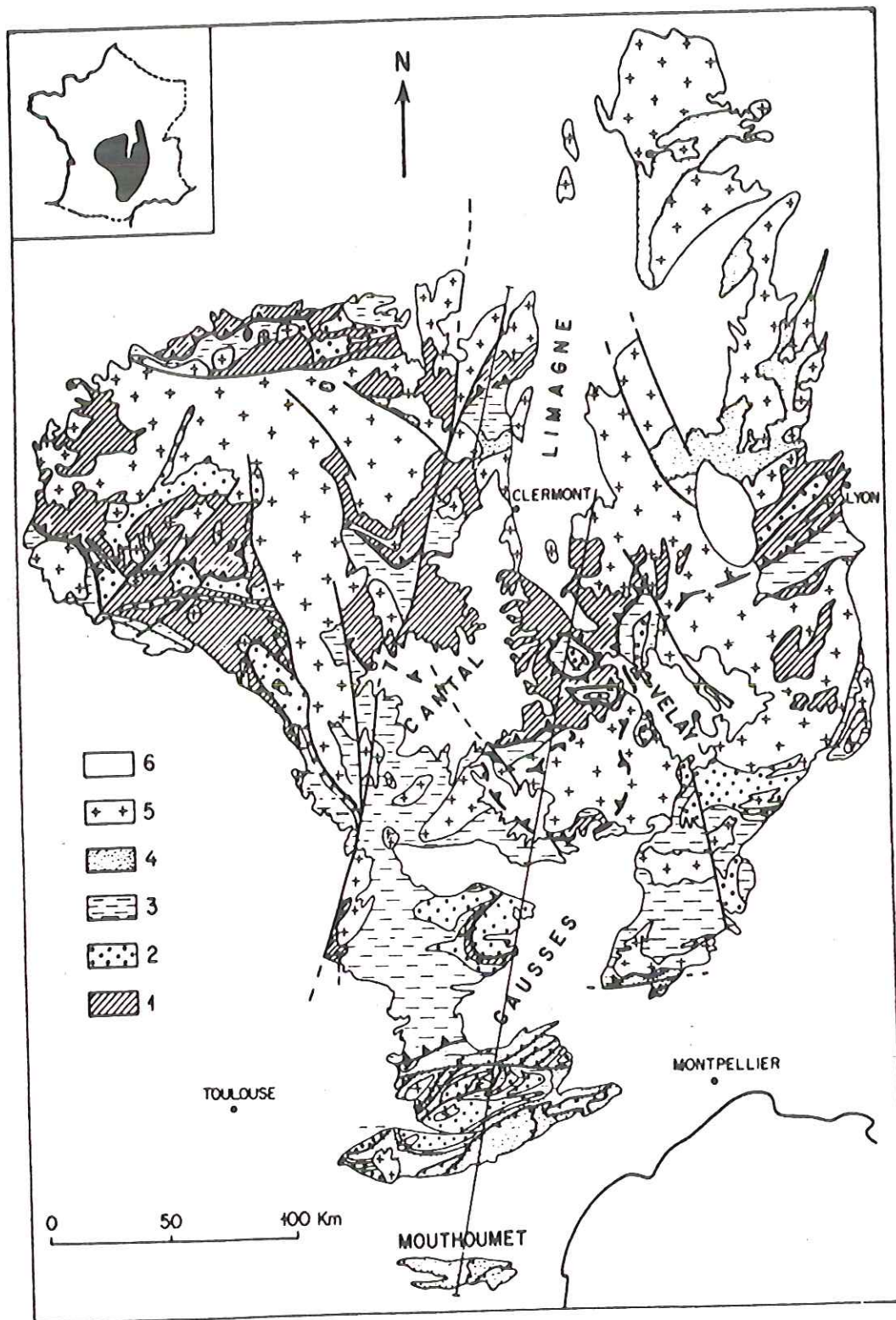


Fig.9 Schéma structural du Massif Central (d'après Burg et Matte, 1978).
 1 : groupe leptyno-amphibolique et anatexites, 2 : gneiss oillé feldspathique, 3 : séquence quartzeuse-pelitique ("schistes des Cévennes-Albigeois"), 4 : séquence Paléozoïque fossilifère, 5 : granitoïde hercynienne, 6 : couverture taddi-hercynienne.

remontant plus loin dans le temps et différente suivant les régions.

Le Massif Central (Fig.9) est séparé en deux par une grande faille NNE-SSW : le Sillon houiller. La partie ouest correspond à la prolongation du Massif Armoricain. Les structures proches de E-W en Bretagne deviennent progressivement Nord-Sud (NW-SE). La partie Est est la plus vaste. Les coulisements parallèles à la chaîne et les serrages tardifs sont moins marqués ce qui permet de différencier plus facilement des ensembles structuraux. Une coupe subméridienne de l'Est du Massif Central (Fig.10) montre l'existence d'une série de nappes synmétamorphes. On distingue (Burg and Matte, 1978, Matte et Burg, 1981, Matte, 1986) trois ou quatre nappes de matériel océanique (le groupe leptyno-amphibolique) charriées sur des séries quartzo-pélitiques d'âge probablement Paléozoïque inférieur à Protérozoïque supérieur. Le métamorphisme décroît du Nord vers le Sud.

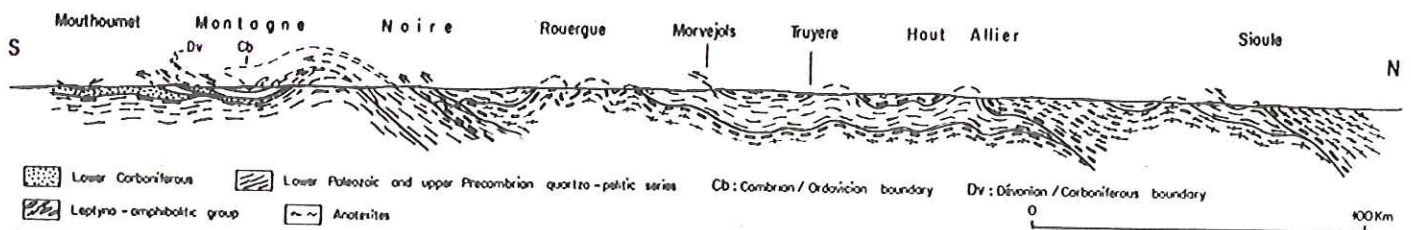


Fig.10 Coupe simplifiée de l'Est Massif Central (d'après Burg et Matte, 1978). Les granitoïdes anté-hercyniens et hercyniens ne sont pas représentés.

Si l'on excepte les plis droits tardifs, le pendage de la schistosité est généralement très plat. Ce caractère, associé à l'existence de linéations d'allongement subméridiennes a été interprété comme le résultat d'un cisaillement ductile d'échelle

lithosphérique. Les nappes correspondent à des chevauchements crustaux de flèche plurikilométrique comme ceux que l'on connaît dans l'Himalaya (Mattaueur 1974, 1975).

A la bordure sud du Massif Central la Montagne Noire correspond à la partie la plus externe de la chaîne hercynienne. Elle est divisée en trois zones allongées ENE-WSW :

- Le versant Nord constitué d'un matériel Cambro-Ordovicien plissé et débité en écailles charriées vers le Sud-Est (Brunel, 1972) (Fig.11). Il est l'équivalent latéral des séries viganaises au Sud de l'ensemble plus métamorphique des schistes des Cévennes-Albigeois.
- La zone axiale est constituée de schistes et de gneiss épi- à catazonaux, et d'anatexites, traversés par des granitoïdes tardihercyniens intrusifs. Le matériel probablement antécambrien à Cambro-Ordovicien est intensément déformé et recristallisé lors du métamorphisme syntectonique hercynien.
- Le versant Sud est constitué par un empilement de nappes-plis couchés déversés au sud (Arthaud, 1970) et replissés, dans lesquelles sont représentés tous les terrains Paléozoïques du Cambrien au Viséen supérieur (Fig.12).

La mise en place de la plupart des unités structurales de la Montagne Noire se situe entre le Viséen supérieur qui est engagé dans les chevauchements et Stéphaniens inférieurs qui est transgressif sur les plis.

Les quatre ou cinq phases tectoniques successives que l'on distingue classiquement (Arthaud, Mattauer et Proust, 1966, Arthaud, 1970, Demange, 1975), se sont par conséquent succédées entre le Viséen et le Westphalien. C'est à dire entre 320 Ma et 290 Ma. Des mouvements tardi-hercyniens correspondent à la genèse des bassins

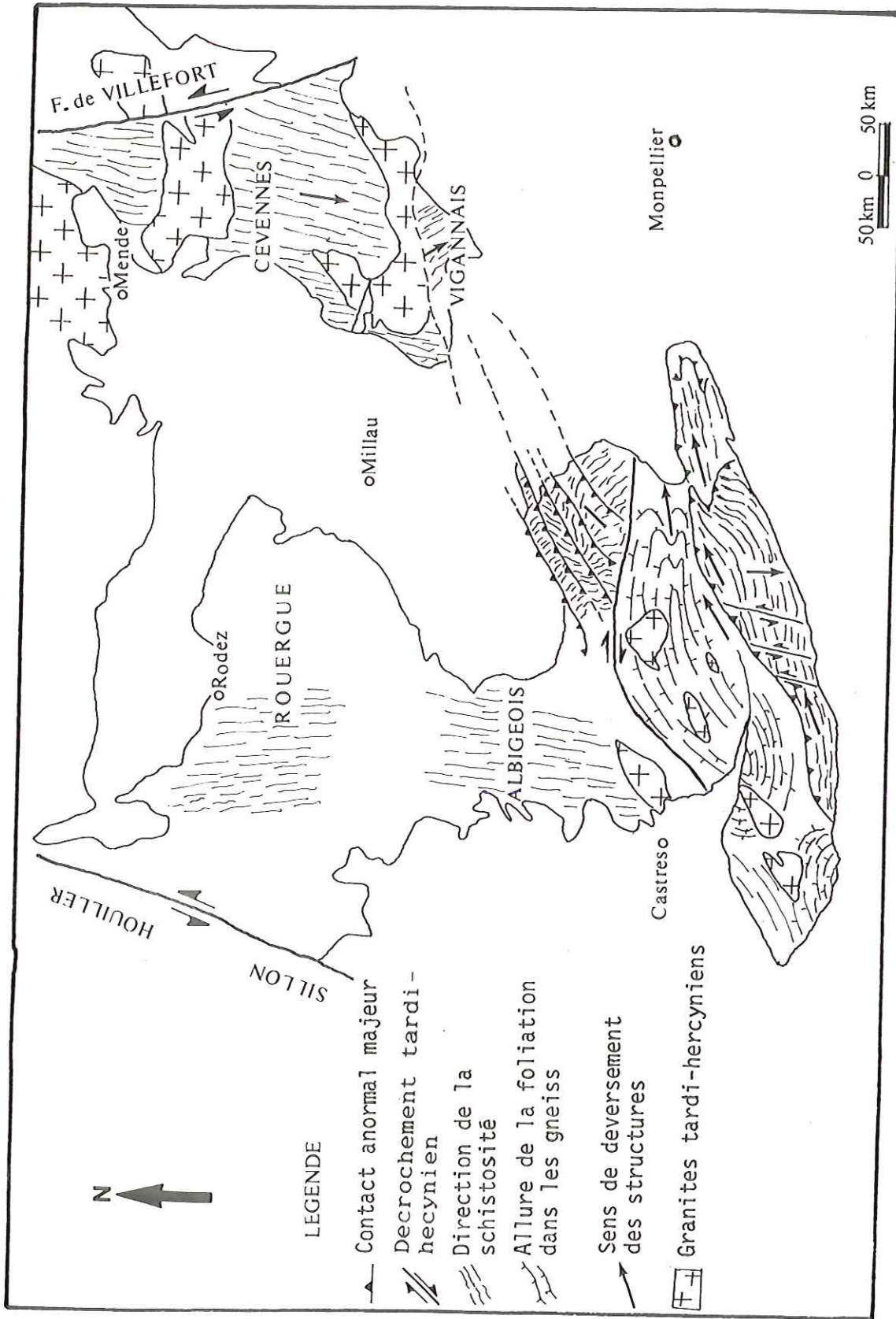


Fig.11 Schéma structural de la chaîne hercynienne du Sud du Massif Central.

houillers, puis au serrage de leur remplissage et même à leur charriage dans le cas du bassin d'Alès après le Stéphanien, pendant le Permien moyen (Prost et al., 1987), enfin au gauchissement des dépôts Permien, ainsi qu'au jeu de petites failles qui les intéressent, avant la transgression triasique.

La tectonique hercynienne de la Montagne Noire est exposée en détail au chapitre suivant.

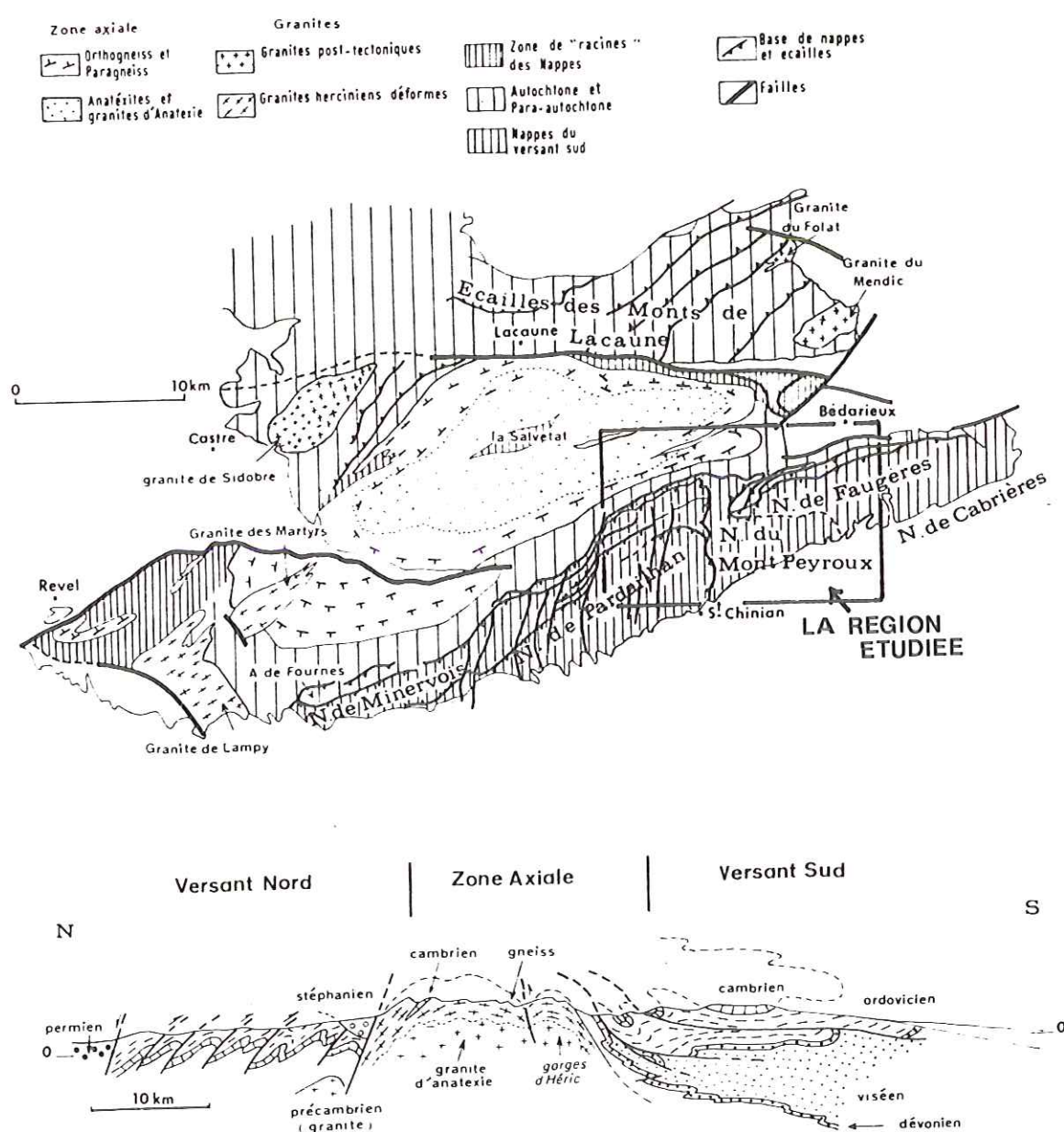


Fig.12 Schéma structural de la Montagne Noire (d'après Arthaud, 1970).

CHAPITRE II. STRUCTURE ET EVOLUTION DU VERSANT SUD DE LA MONTAGNE NOIRE

II-1. INTRODUCTION

II-2. STRATIGRAPHIE D'APRES LA BIBLIOGRAPHIE

II-3. DEFINITION DES GRANDES UNITES

II-4. LES MODELES CINEMATQUES D'APRES LA BIBLIOGRAPHIE

II-5. METAMORPHISME ET GEOCHRONOLOGIE D'APRES LA BIBLIOGRAPHIE

II-6. LE PROBLEME : PATRIE ET MISE EN PLACE DES NAPPES

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

DEPARTMENT OF THE HISTORY OF ARTS

ARTS AND SCIENCES DIVISION

1954-1955

CHICAGO, ILLINOIS

OFFICE OF THE DEAN

1954-1955

CHICAGO, ILLINOIS

OFFICE OF THE DEAN

CHAPITRE II. STRUCTURE ET EVOLUTION DU VERSANT SUD DE LA MONTAGNE NOIRE.

II-1. INTRODUCTION.

II-1-1. LOCALISATION DU SECTEUR

La région qui a fait l'objet de cette étude se situe sur la bordure méridionale du Massif Central français. Elle correspond à un secteur d'une superficie de 600 km² environ, qui du point de vue géologique, constitue la partie centrale du versant sud de la Montagne Noire (Fig.12).

II-1-2. HISTORIQUE : ETAT DES CONNAISSANCES

La notion de nappes de grandes dimensions dans la Montagne noire, remonte au début du siècle : dès 1904, une fois établies les grandes lignes de la stratigraphie, J. Bergeron supposa l'existence de trois nappes, provenant du morcellement d'une nappe unique versant du SE, et antérieures au métamorphisme de la zone axiale.

En 1937, Von Gaertner confirme l'existence de nappes et étend cette notion à la zone axiale qu'il compare à la zone pennique des Alpes. Il admet un déversement du nord vers le sud grâce entre autres à l'examen des microstructures. Mais comme les hypothèses de Bergeron et de Von Gaertner ne reposaient pas sur une analyse géométrique détaillée, la présence de nappes ne fut généralement pas admise, sauf pour les écaillles de Cabrières.

La réalité des nappes fut cependant confirmée par B.Gèze (1949) dans la plus grande partie du versant sud. Grâce à ses

descriptions précises et à sa cartographie détaillée il put établir l'existence certaine de séries entièrement à l'envers qui ne pouvaient appartenir qu'à des nappes-plis couchés. La description qu'il donna du versant sud fut à l'origine de quatre types d'hypothèses pour expliquer la structure de la région (Fig.13).

(1) Au départ B.Gèze (1949) admet ,dans le versant sud, l'existence de deux grandes nappes. N'ayant pu déterminer ni la zone radicale, ni la zone frontale puisqu'elle est cachée par la couverture tertiaire et des accidents tardifs, il suppose un déversement du sud vers le nord, qui rend mieux compte, selon lui, des répartitions des faciès de différents étages. Pour lui le versant sud est constitué par : un autochtone plus ou moins écaillé vers le nord (Minervois, couverture de la zone axiale), deux grandes nappes dont seuls subsistent les flancs inverses affectés de surdéversements locaux (Nappe de Pardailhan, Nappe de Faugères), et enfin par les écailles de Cabrières, flanc normal de la nappe de Faugères chevauchant des témoins du flanc inverse érodé.

(2) L.U. De Sitter et R.Trümpy (in B.Gèze, L.U.De Sitter et R.Trümpy, 1952) proposent l'hypothèse de nappes déversées au sud et mises en place par gravité ; dans cette hypothèse la couverture Paléozoïque de la zone axiale se serait décollée, clivée au niveau de l'Ordovicien et mise en place sur un autochtone déversé vers le sud (Monts de Faugères) et le nord (Minervois).

(3) L'hypothèse des nappes est rejetée par les auteurs autochtonistes, en particulier G.Denizot (1953, 1954, 1956) et M.Maurel (1961, 1964) qui admettent que toutes les structures du versant sud, sauf une partie des écailles de Cabrières, sont enracinées.

(4) L'accord ne se faisait donc, ni sur la réalité des nappes,

ni sur leur sens de déversement ni leur style. Sous l'impulsion de M.Mattauer, des études furent entreprises dans les secteurs les plus controversés de la Montagne Noire. Grâce à l'utilisation simultanée des critères sédimentologiques de polarité et des méthodes de la microtectonique, il fut possible de démontrer l'existence de grandes nappes déversées vers le sud (M.Mattauer et al., 1960, 1962. J.Andrieux et P.Matte, 1963. F.Arthaud, 1964. M.Mattauer et F.Proust, 1963).

Enfin, les grandes lignes d'une interprétation d'ensemble étaient proposées (F.Arthaud, M.Mattauer et F.Proust, 1966) : le versant sud est interprété comme un empilement de plis couchés profonds, synschisteux et synmétamorphiques, déversés du nord vers le sud. Les structures à plan axial raide sont le plus souvent des structures tardives qui replissent les nappes (F.Arthaud, 1970).

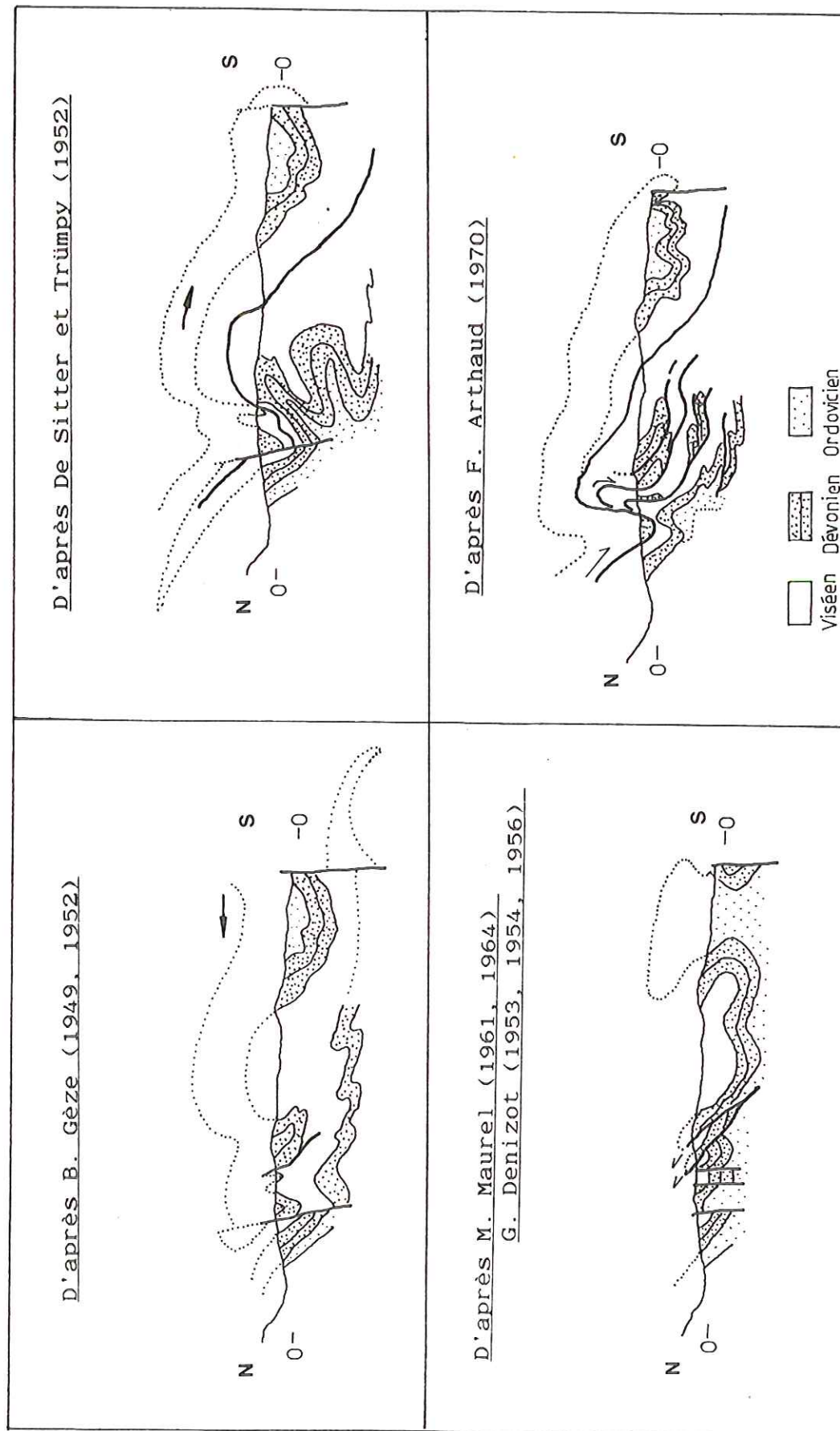


Fig.13 Coupes des Monts de Faugères selon les différentes hypothèses sur la structure de la Montagne Noire.

II-2. STRATIGRAPHIE D'APRES LA BIBLIOGRAPHIE

La série Paléozoïque du versant sud de la Montagne Noire est bien datée grâce à de nombreux horizons fossilifères et à la grande variété des faciès (Fig.14). Mais dans la zone de transition, autrement dit les Schistes X, la série biostratigraphique n'est pas bien connue parce que les fossiles y sont très rares. G. Vignard (1976) a pu établir dans la région Saint-Pons l'âge Viséen d'une partie les schistes X jusqu'alors supposés d'âge Briovérien supérieur à Ordovicien. Cependant l'attribution de certains restes de radiolaires spumellaires au Viséen reste discutable compte tenu des progrès de cette branche de la micropaléontologie (M. Caridroit, communication personnelle).

II-2-1. CAMBRIEN

(1) Le Géorgien inférieur (grès de Marcory)

C'est un ensemble schistogréseux d'environ 1.000 m de puissance au maximum. La granulométrie est fine dans l'ensemble de la formation, composée essentiellement de quartz, de débris de feldspath et de séricite, très abondante. On y distingue cependant quelques niveaux microconglomératiques.

(2) Le passage Géorgien inférieur - Géorgien supérieur (les alternances)

Au sommet de la série des grès de Marcory, le passage à la sédimentation carbonatée du Géorgien supérieur se fait progressive-

ment par des bancs de calcaires alternant avec des grès de teinte beige ; ces grès contiennent des carbonates (dolomie). L'épaisseur des niveaux calcaires augmente aux dépens des alternances schisto-gréseuses en montant dans la série.

(3) Le Géorgien supérieur

Il débute par des dolomies massives sombres et très dures ; puis, il y a une passée composée d'alternances schisto-dolomitiques surmontée de calcaires dolomitiques siliceux lités, à patine beige ; il se termine par un niveau de calcaires marmoréens blancs, qui se chargent progressivement en éléments schisteux pour donner des schistes carbonatés à nodules (pseudo-schistes troués).

(4) L'Acadien

Des schistes violacés à nodules carbonatés passant à des psammites vert-jaunes constituent la base de l'Acadien ; puis un niveau de quartzites massifs forme une barre d'une trentaine de mètres ; la série se poursuit par des grès, des schistes gréseux et des schistes fins.

II-2-2. ORDOVICIEN

La série débute par des bancs de quartzites massifs, verts, épais de plusieurs mètres ; elle se poursuit par une alternance de bancs de schistes plus ou moins gréseux et de grès parfois psammitiques ou feldspathiques, dont l'épaisseur varie de 1 cm à 2 mètres. Vers le haut, la série s'enrichit en quartzites massifs et

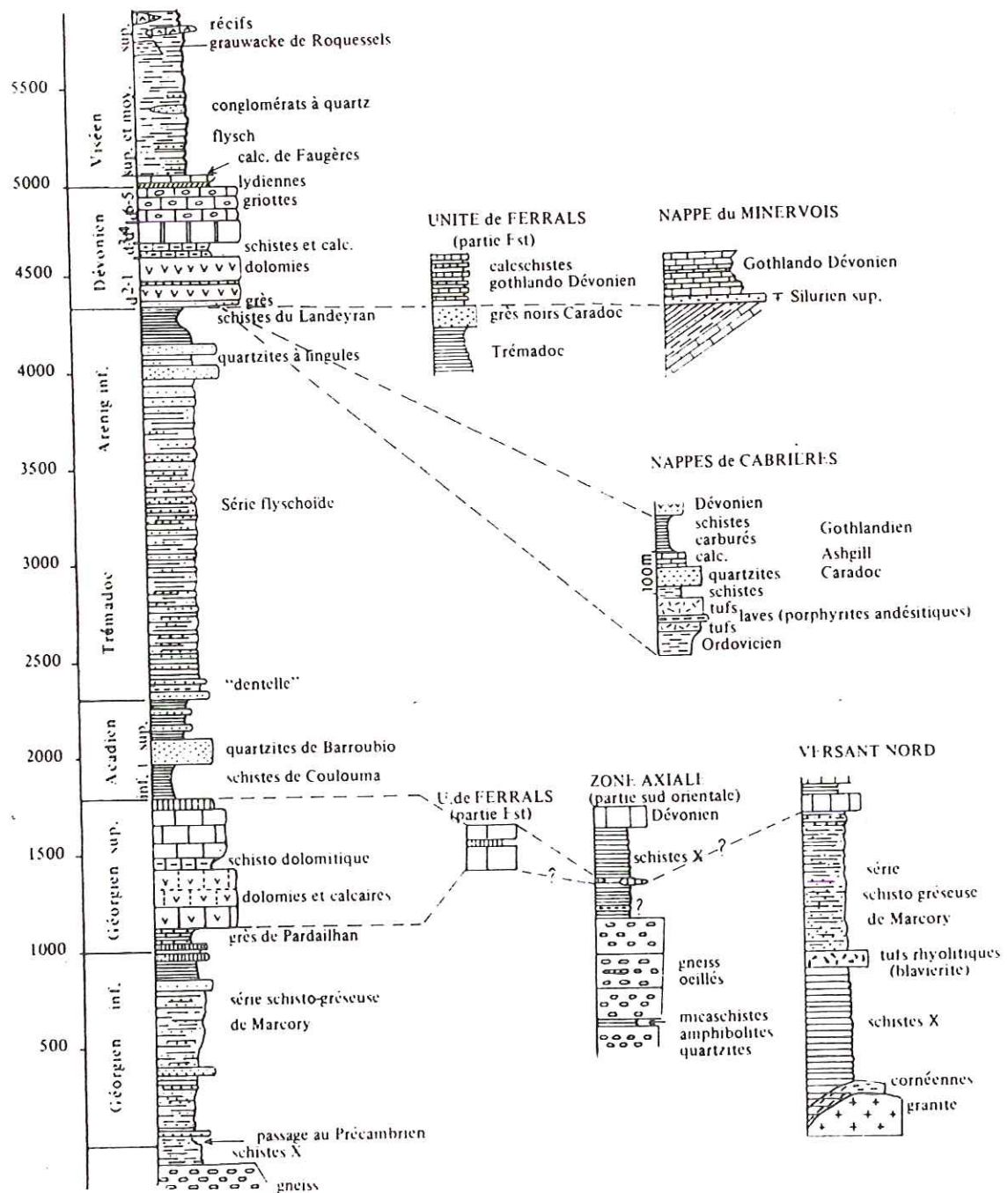


Fig.14 La série Paléozoïque anté-stéphanienne de la Montagne Noire : logs stratigraphiques schématiques (d'après Arthaud, 1970).

se termine par des schistes noirs pauvres en grès de l'Arenig inférieur. Toute la série montre une grande abondance de marques de courants et de slumpings qui témoignent de l'instabilité du bassin. Il convient de noter que la limite cartographique inférieure choisie, à la base de la première barre de quartzite est située quelques mètres au-dessus de la limite stratigraphique Cambrien-Ordovicien non repérable lithologiquement, le Cambrien terminal passant en continuité aux schistes Trémadociens.

II-2-3. DEVONIEN

Il débute localement avec des microconglomérats et des grès à stratification oblique du Gédinnien inférieur (Féist, R. et Schön-laut, H.P. 1973). La série dévonienne qui atteint 700 m d'épaisseur est entièrement carbonatée. Elle se compose principalement, à sa partie inférieure, de calcaires organo-détritiques formés à une faible profondeur. A partir du Dévonien moyen et jusqu'au Carbonifère basal, se sont déposées des micrites noduleuses et amygdalaires contenant des faunes pélagiques. Le Dévonien basal repose en discordance avec un angle de 10° environ sur divers terrains de l'Ordovicien inférieur et jusque sur le Cambrien dans la Montagne Noire sud-occidentale (W, Engel et al. 1981).

II-2-4. CARBONIFERE (VISEEN)

Il est représenté par un flysch schisto-gréseux très épais dont les faciès varient suivant les unités tectoniques concernées. Dans le sud des Monts de Faugères et les Monts de Cabrières, des turbidites conglomératiques, avec galets de lydiennes et de

calcaires Dévonien prouvent un début de plissement et d'érosion pendant le Viséen lui-même. Les apports détritiques peuvent atteindre la dimension de paquets glissés de taille kilométrique au point qu'il est possible qu'une partie des écailles de Cabrières corresponde à des olistolites.

Ce flysch est principalement composé de schistes argileux à fines passées grauwakeuses, de conglomérats intraformationnels, de coulées boueuses ("pebbly mudstones"), de blocs resédimentés et d'olistostromes avec "slumpings" ou "debris-flows". Typiquement, les olistostromes sont composés de ;

- Schistes argileux à fines passées grauwakeuses : Pour l'essentiel, la série est constituée d'alternances monotones de schistes argileux ou silteux gris foncé et de grauwaves fines en banc minces. Argile et sable généralement bien dissociés. Les grauwaves à bases de bancs toujours nettes passent de façon progressive aux schistes les surmontant. Ces bancs atteignent rarement 10 cm d'épaisseur, exceptionnellement 20 cm. Ils sont toujours nettement granoclassés à grains ne dépassant pas 0,5 cm de diamètre et montrent vers leur sommet une lamination parallèle caractéristique. Les surfaces sont ondulées par des "ripple-marks" pouvant, eux, devenir importants et à l'extrême se détacher du banc et constituer des lentilles isolées dans les schistes argileux superposés. Dans les parties sommitales des bancs de grauwaves, s'accumulent parfois des débris végétaux. Les bases de bancs s'incurvent souvent par érosion dans les schistes du mur. Elles sont couvertes de nombreux "load-casts", "groove-casts" et "impact-casts". Quelques "flute-casts" très profonds arrivent à doubler localement l'épaisseur du banc.

- Conglomérats : Lorsque les éléments fins diminuent, il se développe, à partir des grauweekes conglomératiques, de vrais conglomérats généralement extrêmement denses. Ces conglomérats s'intercalent, soit isolément, soit groupés en plusieurs niveaux aussi bien dans les alternances riches en schistes argileux que dans les passées de grauweekes. Les vrais conglomérats peuvent être granoclassés aussi bien normalement qu'inversement. Mais souvent toutes les catégories de tailles de grains sont dispersées de façon aléatoire sur l'ensemble du banc. La puissance des bancs varie de 10 à 170 cm, la partie conglomératique composant généralement les 2/3 de l'épaisseur totale. Les galets atteignent 10 cm de diamètre. Un autre type de conglomérat se caractérise par l'alternance, à l'intérieur du banc, de niveaux à galets et de grauweeke grossière en rythmes décimétriques. Les limites des lit à galets, dont les éléments atteignent 5 cm de diamètre, sont surtout nettes vers la base du banc. Ces horizons à galets ne montrent en aucun cas des effets d'érosion à leur base. Ils peuvent rapidement disparaître latéralement.
- Coulées boueuses ("pebbly mudstones") : A plusieurs reprises se rencontrent intercalés dans la série, des niveaux de schistes silteux comportant, statistiquement dispersés, des galets isolés composés de matériel identique à celui des grauweekes conglomératiques et des conglomérats. L'épaisseur de ces niveaux à galets isolés varie de 10 cm à plusieurs mètres. La matrice argileuse contient un certain pourcentage de silt et de sable fin dispersé. On y observe également des blocs déformés par slumping et encore mous au moment du

transport comme le prouve la présence de galets enfoncés à leur périphérie.

- Blocs resédimentés et olistostrome : A côté des intercalations stratiformes de conglomérats, le flysch est surtout caractérisé par la présence de lambeaux de calcaires de plate-forme. Ces calcaires sont en majeure partie massifs, sans structures internes (micrites, microsparites et calcarénites fines), présentant des 'birds-eyes' et des macrofossiles. Les lentilles calcaires sont souvent entourées d'argilites comportant un grand nombre d'organismes benthoniques, apparaissant comme une brèche calcaire. Des brèches calcaires bien individualisés peuvent être suivies sur plusieurs centaines de mètres. Ces brèches ont une puissance allant de 0,5 à 300 mètres, elles comportent des éléments de taille très variable allant du débris de fossile jusqu'aux blocs de 100 m de diamètre qui s'y trouvent mélangés sans aucun classement. A côté de calcaires du type de plate-forme on y reconnaît des olist~~fol~~olites de calcaire "slumpé" ou des argilites et grauweekes également plissotés par slumping.

II-3. DEFINITION DES GRANDES UNITES

Classiquement la Montagne Noire est divisée en trois grandes zones allongées d'Est en Ouest : le versant nord, la zone axiale et le versant sud. Dans le versant sud plusieurs nappes sont développées dans lesquelles on distingue plusieurs sous-unités.

II-3-1. LES UNITES DU VERSANT SUD

Il est maintenant bien admis que la structure du versant sud de la Montagne Noire est formée de nappes - plis couchés hercyniennes (B. Gèze, 1949. L.U. De Sitter et R. Trümpy, 1952, M. Mattauer et al., 1960, 1963, F. Arthaud, 1970). Cette région est en effet constituée de trois unités superposées, de haut en bas (Fig.15) : la nappe de Pardailhan surmontant à l'est la nappe du Mont Peyroux et à l'ouest la nappe du Minervois. A l'est, sous la nappe du Mont Peyroux, apparaissent les nappes des Monts de Faugères. Enfin des nappes superficielles de gravité que sont les "écaillés" de Cabrières à matériel surtout Ordovicien.

Les séries qui vont du Géorgien inférieur jusqu'au Viséen sont presque toutes renversées sauf la nappe des Monts de Faugères formée de têtes plongeantes. La plus grande partie de ces nappes s'est formée dans des conditions relativement profondes puisqu'elles sont le plus souvent accompagnées de schistosité et même d'un métamorphisme syntectonique, mais les déformations synsédimentaires contemporaines de la formation des nappes sont très développées dans le Viséen des nappes des Monts de Faugères et du Mont Peyroux à l'est de la vallée de l'Orb.

La zone située au Sud de la zone axiale granitogneissique est

*Pardailhan
sur Minervois*

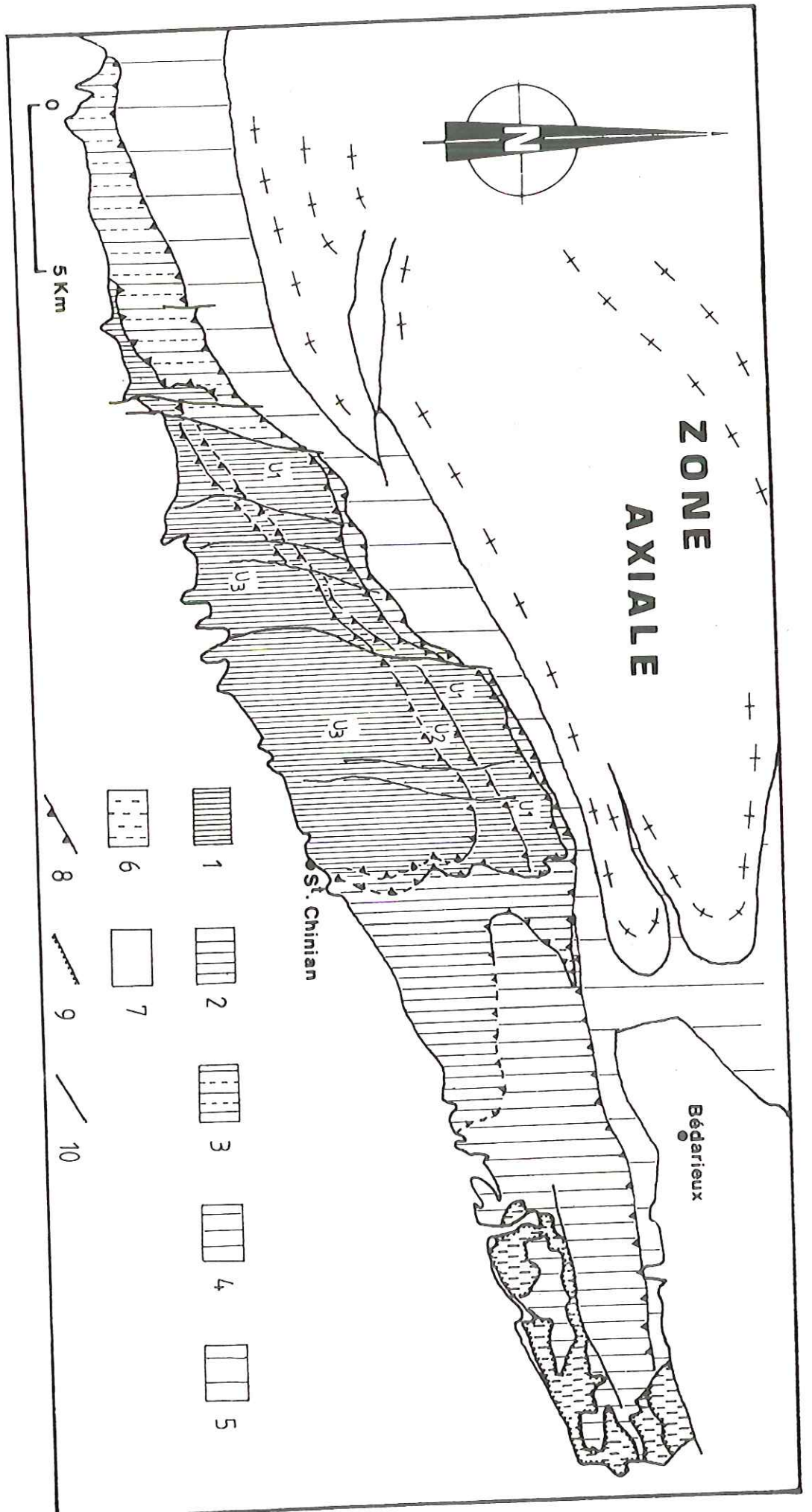


Fig.15 Schéma structural du versant Sud de la Montagne Noire.

1 : Nappe de Pardailhan, 2 : Nappe du Mont Peyroux, 3 : Nappe du Minervois, 4 : Nappe des Monts de Faugères, 5 : Zone de transition (Schistes X), 6 : Ecaille de Cabrières, 7 : Couverture post-Viséenne, 8 : Limite de chevauchement, 9 : Base des nappes par gravité, 10 : Faille.
 U1 : Unité de Ferrals-Malviès, U2 : Unité de Lucarnis-Naudet, U3 : Unité de Camplong-Poussarou.

divisée en sous-unités superposées du Nord vers le Sud : la "zone de transition", la nappe des Monts de Fauères, la nappe du Mont Peyroux, la nappe de Pardailhan et les "écaïlles" de Cabrières.

(1) La zone de transition (Schistes X)

Dans le versant sud de la Montagne Noire, entre la zone axiale et les nappes se trouve une zone schisteuse dite de transition généralement considérée comme étant la couverture du cristallin de la zone axiale au même titre que les unités constituant l'autochtone et le para-autochtone. Cette zone comporte une série schisteuse d'âge mal connu (Brioverien à Viséen. cf. Chap.II-2) toujours très intensément déformée et plus métamorphique que les autres unités.

(2) La nappe des Monts de Fauères

La nappe des Monts de Fauères est la plus basse des nappes car à l'Ouest, elle s'ennoie sous la nappe du Mont Peyroux (Fig.15). Cependant il ne faut pas en déduire un modèle cylindrique où les deux nappes seraient toujours superposées. Il est plus vraisemblable que la nappe des Monts de Fauères relaie la nappe du Mont Peyroux, l'amplitude de cette dernière diminuant rapidement vers l'Est.

Sa structure est de beaucoup la plus complexe du fait de l'importance des phases tardives. Les séries ont été intensément replissées, au point de dépasser localement la verticale et de plonger vers le Nord. Les séries y sont toutes la plupart du temps à l'endroit à l'encontre des autres nappes du Mont Peyroux et de Pardailhan qui, elles, sont à l'envers. La structure de détail y est encore mal connue à cause de l'insuffisance des critères

microtectoniques et des difficultés d'une cartographie précise.

(3) La nappe du Mont Peyroux

La nappe du Mont Peyroux a été définie par L.U. De Sitter et R. Trümpy (1952) à l'Ouest de la nappe des Monts de Fauères dont toute la partie orientale était considérée par ces auteurs comme para-autochtone. La limite supérieure de la nappe est bien définie dans sa partie Nord par le contact anormal de base de la nappe de Pardailhan. Sa limite inférieure est nette dans la partie Nord, mais au Sud il s'agit d'un contact intra-viséen très difficile à définir.

La nappe est composée d'une série dont la plus grande partie est en position renversée. Une vaste antiforme tardive (faux-anticlinal de Vieussan) fait apparaître, à la base de la nappe, le Viséen surmonté du Dévonien sur lequel repose l'Ordovicien. De même, au Sud, l'Ordovicien occupe le coeur du faux-synclinal de Roquebrun, alors que le Viséen en occupe la périphérie.

D'un point de vue structural, la nappe du Mont Peyroux (Fig.15) peut être subdivisée en deux domaines : le secteur de la vallée de l'Orb et le secteur de la synforme de Roquebrun par l'allure différente de la schistosité et par l'attitude également différente de la linéation d'étirement (voire Carte structurale).

(4) La nappe du Minervois

La nappe du Minervois qui se situe à l'extrémité occidentale du versant sud (Fig.15), est l'équivalent géométrique de la nappe du Mont Peyroux. En effet, structuralement elle se trouve entre la nappe de Pardailhan et la zone de transition qui repose sur les

gneiss de la zone axiale (F. Arthaud, 1970) (Fig.15).

D'après M. Fornari (1971), dans la partie médiane du Minervois affeure un anticlinal à matériel essentiellement Cambrien, couché au Sud et raboté à la base par un contact qui le fait reposer sur les terrains autochtones et para-autochtones (la zone de transition). C'est à cette unité médiane que nous réserverons le nom de "Nappe du Minervois".

(5) La nappe de Pardailhan

La nappe de Pardailhan qui se situe au milieu du versant sud, est structuralement la plus élevée des unités hormis celle de Cabrières. Elle repose toujours sur la nappe du Mont Peyroux ou sur la nappe du Minervois par l'intermédiaire d'un contact anormal jalonné de Dévonien (Fig.15 et Fig.16) et d'une façon générale les séries y sont renversées.

La nappe de Pardailhan a été divisée par B. Gèze (1949) en trois unités qui sont du Nord au Sud, les unités de Ferrals-Malviès, Lucarnis-Naudet et Camplong-Poussarou.

- L'unité de Ferrals-Malviès est la plus septentrionale et la plus basse de la nappe de Pardailhan (Fig.16). Sa terminaison orientale se présente comme une synforme à coeur de grès de Marcory. Au centre de l'unité, au Sud du village de St-Etienne-d'Albagnan, le pli est isoclinal de telle sorte que le flanc Sud est à l'endroit. A partir du village de Ferrals, situé sur le flanc Sud de la synforme à coeur de Marcory, on descend dans une série inverse à pendage Nord.

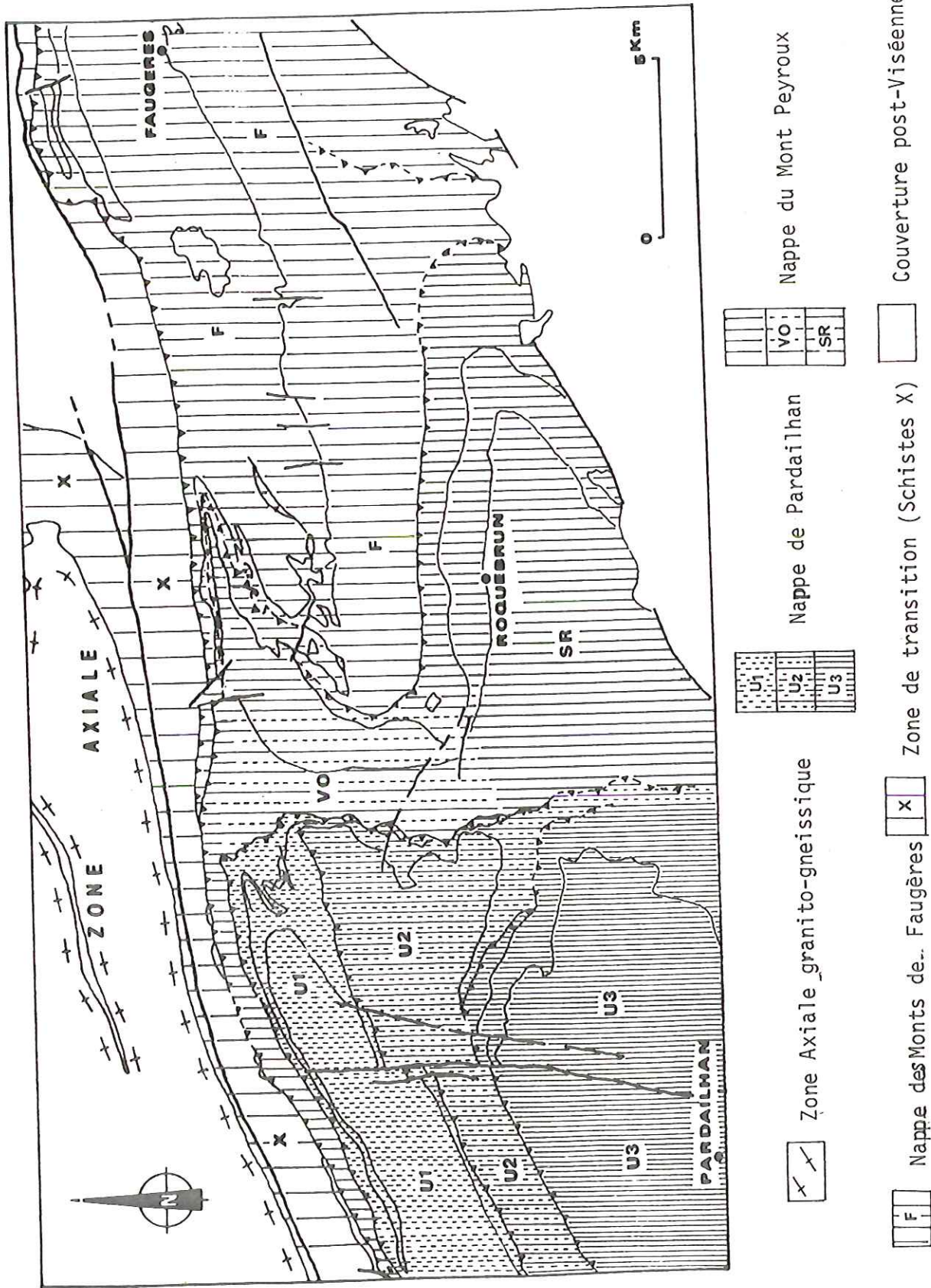


Fig.16 Schéma structural de la région étudiée.
 U1 : Unité de Ferrals-Malviès, U2 : Unité de Lucarnis-Naudet, U3 : Unité de Camplong-Poussarou, VO : Le secteur de la vallée de l'Orb, SR : Le secteur de la synforme de Roquebrun.

- L'unité de Lucarnis-Naudet constitue le niveau intermédiaire de la nappe de Pardailhan (Fig.16) et les séries y sont complètement renversées. Elle repose sur l'unité de Ferrals-Malvies par l'intermédiaire d'un contact anormal plongeant au Sud. Au-dessus du contact les séries calcaires du Géorgien dessinent une synforme ouverte. Une schistosité subhorizontale ou plongeant faiblement au Sud matérialise le plan axial et indique un déversement vers le Sud.
- L'unité de Camplong-Poussarou est le niveau supérieur de la nappe de Pardailhan (Fig.16). Une coupe N-S dans sa partie orientale montre que l'unité se présente dans ses grandes lignes comme une synforme assez régulière. Or cette synforme d'allure simple affecte une série à l'envers : le flysch Cambro-Ordovicien du flanc Sud présente un pendage d'ensemble vers le Nord ; les abondants critères de polarité sédimentologiques que l'on y trouve indiquent clairement que la série est renversée.

(6) Les "écaillles" de Cabrières

La géométrie des "écaillles" de Cabrières a été établie par B. Gèze (1949) avec beaucoup de précision. Cet auteur supposait qu'elles constituaient le flanc normal de sa nappe des Monts de Faugères chevauchant vers le Nord des éléments du flanc inverse profondément érodé. L.U. De Sitter et R. Trümpy (1952) supposent qu'il s'agit de copeaux mis en place par gravité tardi-tectonique sur une surface d'érosion (Fig.15).

Les "écaillles" de Cabrières présentent un style très particulier, totalement différent de celui des autres unités. Il

s'agit de lames pelliculaires dont le contact de base est toujours net, subhorizontal et recoupe les éléments macro et micro structuraux des phases tectoniques "souples" du versant sud. Ces déformations sont donc antérieures à la mise en place des écailles, qui n'a été accompagnée ni de plissement ni d'une déformation intime visible de leur matériel ou de leur substratum.

II-4. LES MODELES CINEMATQUES D'APRES LA BIBLIOGRAPHIE

II-4-1. LE VERSANT SUD.

Selon F. Arthaud (1970) l'analyse microtectonique atteste que le déversement des plis couchés cartographiés par Gèze (1949) se fait vers le sud. Il a reconnu cinq phases de déformations dans cette région:

- La phase 1 est responsable de la formation des plis couchés. Cette phase est presque partout accompagnée d'une schistosité S1 née proche de l'horizontale. La direction des plis donnée par l'étude systématique des linéations L1 (d'axes de microplis et d'intersection) est dans l'ensemble E-W à ESE-WNW.
- La phase 2 est un phénomène local de réorientation des plis couchés dans le plan de schistosité probablement lors des stades ultimes de la mise en place des nappes.
- La phase 3 est une phase de surdéversement vers le sud. Elle est parfois intense et s'accompagne alors d'une schistosité S3 faiblement pentée au nord.
- La phase 4 correspond à un serrage général. On lui attribue la formation des plis à plans axiaux subverticaux parfois accompagnés d'une schistosité de "strain-slip".
- La phase 5 correspond aux décrochements tardi-hercyniens. Tous les plis du versant sud sont recoupés par un réseau de décrochements sénestres NNE-SSW.

Le modèle d'Arthaud considère les plis précoces comme des plis "b" dont les axes sont perpendiculaires à la direction de transport des nappes. L'existence d'une linéation d'étirement généralisée

parallèle aux axes de plis, n'est pas interprétée comme la direction de transport.

S.Sauniac (1980) a utilisé des critères microtectoniques pour localiser les zones de cisaillement et déterminer leur sens de cisaillement (notamment d'après la répartition et la forme des exsudats de quartz) sous le contact de base de la nappe de Pardailhan ("queue de cochon"). Par cette étude il apparaît que les filons de quartz sont souvent de forme sigmoïde et que leur assymétrie confirme un sens de cisaillement vers le S-SW.

La déformation finie dans la nappe de Pardailhan déterminée par la mesure de trilobites déformés (Harris, L.B., 1980, Harris, L.B. et al., 1983) montre que la direction d'allongement fini maximum X est parallèle à l'axe des plis couchés. Néanmoins cette valeur est basse ($X/Y=1,3$ à $2,2$) et le gradient de déformation est faible dans la région étudiée qui est la partie supérieure de la nappe de Pardailhan.

R. Graham, et al., (1987) ont proposé d'expliquer la disposition en série inverse par un modèle de chevauchements pelliculaires ("thin skinned tectonics") (Fig.17). Chacune des unités allochtones de la Montagne Noire ("Para-autochtone", nappe du Minervois, nappe de Pardailhan, nappe des Monts de Faugères) limitée par des failles de chevauchement, peut être considérée comme une série de "horses" d'un duplex dont le chevauchement inférieur se situe au-dessous des Grès de Marcory et dont le chevauchement supérieur affecte les terrains post-dévonien. Chacun de ces "horses" renferme des terrains issus du Nord de l'actuelle zone

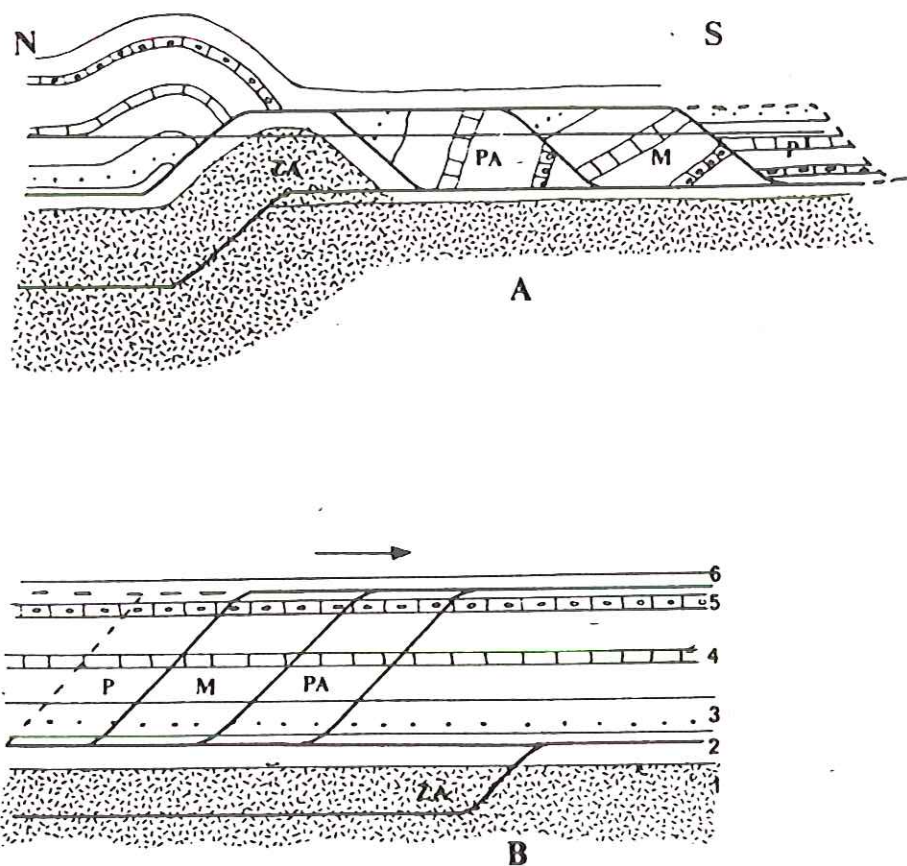


Fig.17 Schéma sans échelle de mise en place des nappes de la Montagne Noire (in Graham, R. et al. 1987).

A - Etat final ; B - Etat initial.

1 : gniess, migmatites, micaschistes; 2 : Schistes X;
3 : Cambro-Ordovicien; 4 : Dévonien; 5 : Dévonien
supérieur; 6 : Carbonifère.

ZA : zone axiale; PA : para-autochtone; M : Minervois;
P : Pardailhan.

axiale et a donc subi un transport du NNW vers le SSE. Au cours de ce transport, chacune de ces unités s'est trouvée soumise à une rotation d'ensemble qui se traduit par une verticalisation des couches pour les ensembles les plus voisins de la zone axiale et un renversement pour les plus éloignés (nappe de Pardailhan) qui ont subi un transport plus long et donc une rotation plus importante (Fig.17). La structure de la Montagne Noire serait, selon ces auteurs semblable au "foreland dipping duplex" de Boyer et Elliot (1982).

Cependant, dans cette hypothèse, les faciès de la nappe de Pardailhan devraient être proches de ceux du versant nord de la Montagne Noire ce qui n'est pas le cas. D'autre part; cette unité ayant subi le transport le plus long se trouve paradoxalement la moins déformée.

II-4-2. LA ZONE DE TRANSITION (SCHISTES X).

G. Vignard (1976) a mis l'accent sur l'existence dans l'unité du Saint-Ponais des mêmes caractéristiques structurales que dans les grands plis couchés profonds du versant sud. Une première phase de plissement est à l'origine de la formation d'un pli couché dont seul le flanc inverse est conservé. Cette déformation est due à des mouvements tangentiels (schistosité subhorizontale) dans le niveau structural inférieur, l'allongement maximum est parallèle à la linéation "b" d'orientation N 060°. La deuxième phase est caractérisée par des plis droits et serrés, dont la schistosité de plan axial est une schistosité de fracture. La phase tardive est représentée par des "kinks" conjugués se développant dans la série phyllito-jaspoïde et calc-schisteuse. D'une manière générale, les

axes de ces "kinks" sont orientés parallèlement aux directions principales N 20° et N 160° des phases cassantes tardi-hercyniennes.

En conclusion, il a proposé de voir dans l'unité du Saint-Ponais une lame du flanc inverse de la tête plongeante la plus basse de la nappe de Pardailhan (unité de Ferrals-Malviès) rabotée à son sommet par la base de l'unité supérieure de la même nappe, au lieu de l'autochtone des nappes de la Montagne Noire, ainsi qu'il était jusqu'alors admis.

II-4-3. LA ZONE AXIALE

Dans le massif de l'Agout qui est le principal massif métamorphique de la zone axiale de la Montagne Noire, Demange (1975, 1978) a mis en évidence cinq phases par l'étude microtectonique.

- La phase 1 synschisteuse produit des plis isoclinaux et des plis de style pennique à l'échelle cartographique.
- La phase 2 se manifeste essentiellement par une linéation de crenulation ; sur quelques affleurements, on observe des plis isoclinaux métriques.
- La phase 3 n'est bien développée dans le massif de l'Agout que plus au nord ; en de rares affleurements, on peut néanmoins lui attribuer quelques plis coffrés assez mous.
- La phase 4 forme dans les zones supérieures de plis ronds présentant une schistosité de strain slip localement bien développée dans les charnières ; ces plis deviennent plus serrés dans les zones profondes.
- La phase 5 ne se manifeste que par des ondulations à grand rayon de courbure dont le plan axial sensiblement Nord-Sud est marqué par des fractures espacées assez frustes.

J.P. Bard, et al. (1973, 1978) considèrent en accord avec les idées d'Arthaud (1970), que les phases 1a et 1b de l'Espinouse et de l'Agout sont contemporaines de la mise en place des nappes du versant sud (respectivement phases 1 et 2 d'Arthaud) (Fig.18). Dans une évolution continue, le ou les grands plis couchés créés au cours de la phase 1a se sont décollés suivant un grand nombre de plans de cisaillements (phase 1b) progressivement de plus en plus ductiles lorsque l'on se dirige vers les parties les plus métamorphiques.

L'intégration des rejets inverses sub-horizontaux le long de ces surfaces de cisaillement (d'ailleurs accompagnés de microplis) peut aboutir à un dispositif structural très compliqué où les raccourcissements sont importants et où il devient difficile de corrélérer le ou les plis couchés de l'infrastructure très métamorphique et les nappes du versant sud .

Il a également été proposé que la nappe profonde du Bois de Lause-l'Espinouse puisse être la "racine" de la nappe de Pardailhan. S'il en est ainsi, les nappes inférieures des monts de Faugères, du mont Peyroux et du Mivervois représenteraient soit une série de décollements raccordables au para-autochtone métamorphique de la zone axiale, soit à un système de replis plurikilométriques situés sous la nappe du Bois de Lause-l'Espinouse.

F. Beaud (1985) a mis en évidence par l'étude des linéations minérales et d'allongement un cisaillement vers l'Est ou le Nord-Est dans la zone axiale (Fig.19). Les linéations longitudinales de direction E-W seraient liées à un évènement postérieur à la mise en place du Nord vers le Sud des nappes du versant Sud. Le parallélisme de toutes les structures (linéations, axes de plis) indiquerait que la déformation est contemporaine de la mise en place d'un diapir

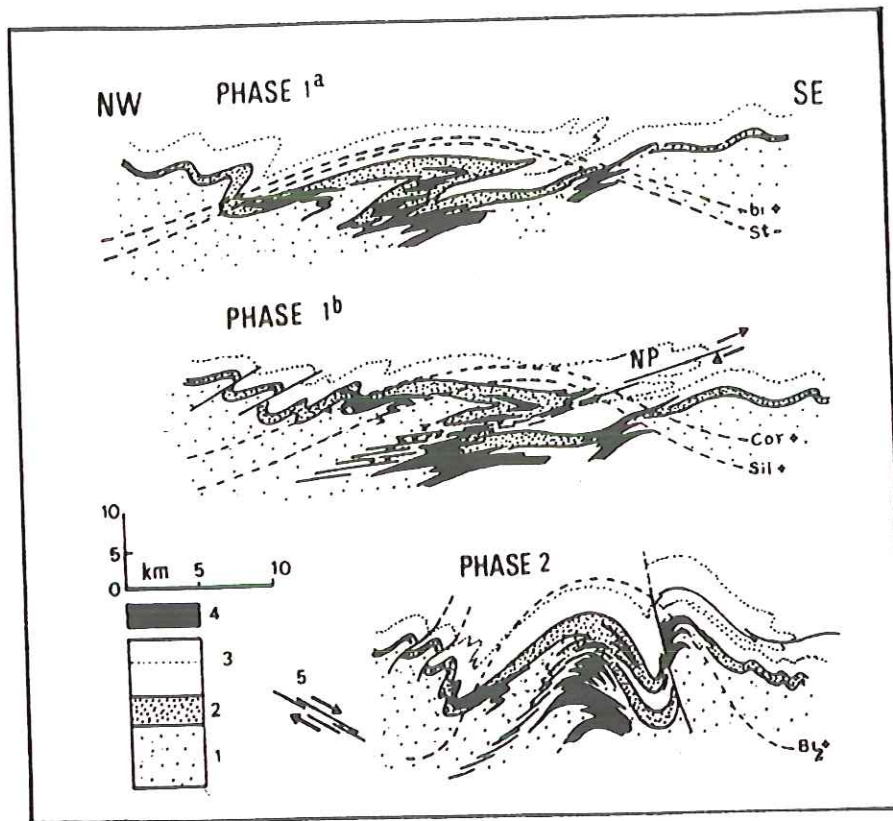


Fig.18 Mécanismes de la déformation hercynienne lors des phases majeures syn-métamorphes et corrélations possibles entre les mégastructures des zones profondes de la Montagne Noire et celles (nappes Paléozoïques épimétamorphiques) du versant Sud (d'après Bard, J.P. et al. 1978).

1 : série micaschisteuse inférieure; 2 : gneiss volcano-détritiques probables du Roc de la Mathe-Le Devés de Félines; 3 : limite inférieure du Viséen; 4 : orthogneiss; 5 : Faille inverse de la base de la nappe de Pardailhan et sa prolongation possible dans les zones profondes, par des cisaillement ductiles syn-phase 1b.

dans un contexte régional en compression (sans doute NNW-SSW), l'obliquité du diapir par rapport aux contraintes pouvait être à l'origine d'un jeu décrochant ductile sur l'ensemble de la zone axiale.

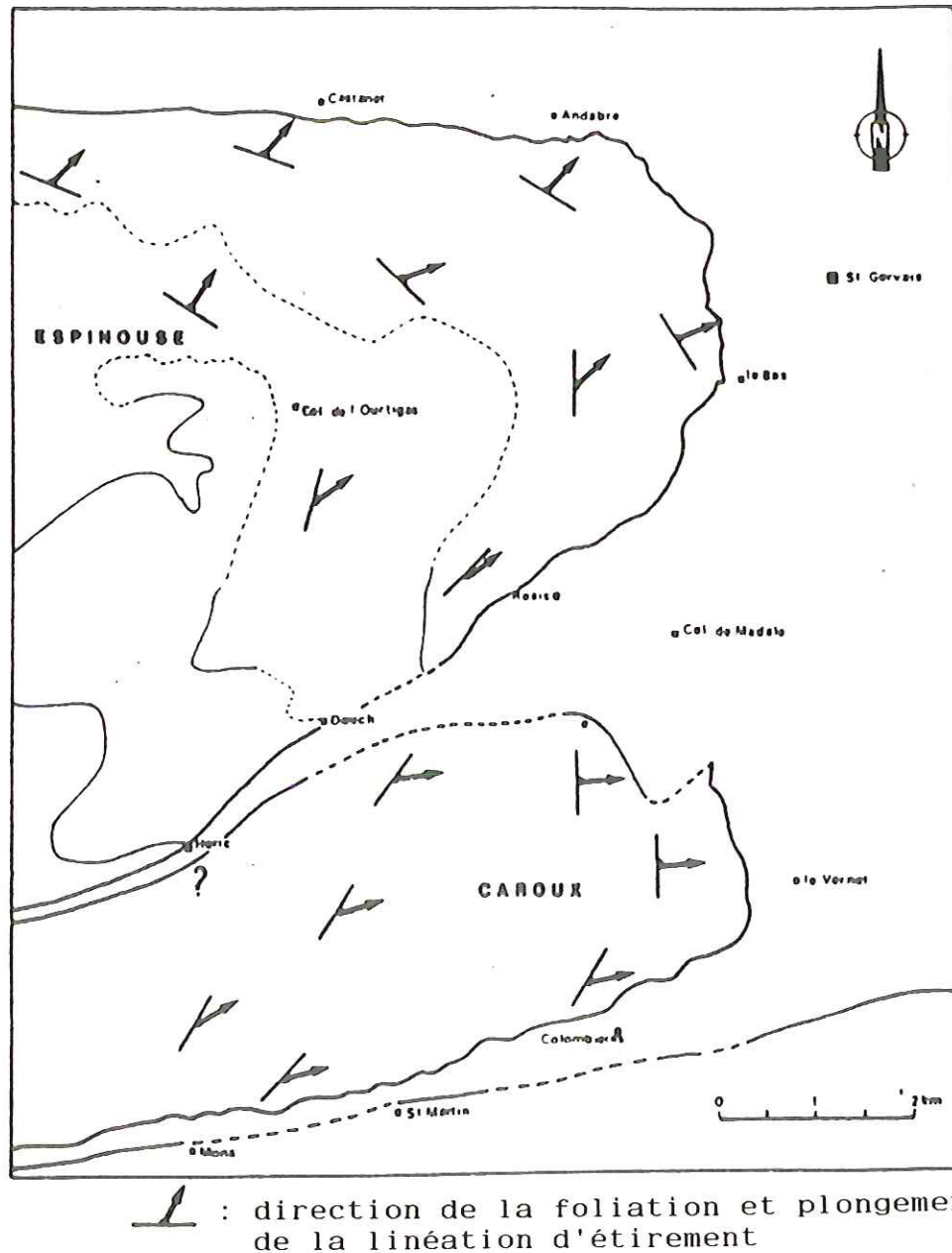


Fig.19 Dans l'extrémité Est de la zone axiale, le sens de cisaillement déterminé par les plans de cisaillement ductile est compatible avec les critères de rotation sur les zones abritées des feldspaths (in F. Beaud, 1985).

II-5. METAMORPHISME ET GEOCHRONOLOGIE D'APRES LA BIBLIOGRAPHIE

II-5-1. LA ZONE AXIALE

(1) Métamorphisme

M. Roques (1941) qui a effectué la première étude métamorphique de la zone axiale, décrit une montée du front des migmatites : feldspathisation de sédiments antécambriens et cambriens antérieurement à toute tectonique, puis formation de l'anticlinal de la zone axiale, probablement à la fin du Silurien, enfin intrusion de granites hercyniens. R.D. Schuiling (1960, 1962) admit également l'hypothèse d'une migmatisation avec un apport important : près de 70 % de quartz et de feldspaths. Le dôme serait né par gonflement et diapirisme, l'apport quartzo-feldspathique, plus léger, montant vers le haut de la structure en transformant les micaschistes qui s'effondrent pour donner les bassins ultérieurement remplis par le Stéphanien et le Permien.

S. Bogdanoff et al. (1967, 1968, 1969, 1971, 1973) ont corrélié le polymétamorphisme et l'anatexie avec la tectonique dans la zone axiale ;

- début de l'anatexie avant le pli synforme de Rosis ("phase" de Rosis).
- cette anatexie se poursuit pendant cette phase et un peu après.
- rétro-morphose à mica blanc.
- intrusion d'un granite leucocrate en petit stocks isolés.
- cortège de pegmatites subverticales et de granitoïdes en filon.

Une subdivision des schistes X sur des critères, texturaux et minéralogiques a également été proposée par ces auteurs qui distinguent ; la formation X1 composée de gneiss fins à deux micas ;

micaschistes à biotite, muscovite, cordiérite, andalousite, sillimanite, etc., et la formation X2 principalement constituée de schistes sericiteux et siliceux. La fusion des gneiss du "noyau" aurait commencé avant le Westphalien (granitoïde déformé). La cristallisation de sillimanite en fibres à la base des Schistes X, serait contemporaine de cette anatexie, ainsi que certains porphyroblastes déformés des gneiss du noyau ou du cortex. Au Westphalien, pendant la déformation d'axe ENE, la sillimanite en nodules croissait dans les gneiss du noyau et la base des gneiss du cortex, tandis que straurotite, andalousite, tourmaline, et peut-être cordiérite cristallisaient dans les schistes X1. Les premières pegmatites datent aussi de ce moment. Après la fin de la dernière déformation, il subsiste probablement quelques contraintes rémanentes qui ont engendré les surfaces cannelées à sillimanite. La fusion des gneiss du noyau se poursuit pendant le Stéphanien avec la mise en place de granitoïdes équants à cordiérite, de filons de pegmatites verticaux, de filons de granitoïde fin, etc.

D'après F. Arthaud (1970), du point de vue pétrologique une étude détaillée du métamorphisme de la zone axiale reste à faire : néanmoins on peut donner les grandes lignes de l'évolution métamorphique (Fig.20, l'ordre des phases correspond à celui établi par Arthaud, 1970).

- La plus grande partie des minéraux d'épizone (muscovite, biotite pâle dans les schistes; muscovite, albite et épidote dans les calcaires) sont syntectoniques de la phase 1 et sont déformés par la phase 4.
- La biotite a une histoire plus complexe : au sommet de la "zone à biotite" les biotites sont syn-phase 1 ou mimétiques de S1 ; plus bas on trouve très rapidement des biotites contemporaines de la

phase 4 ou postérieures qui s'ajoutent aux précédentes. Dans les gneiss la plupart des biotites ont cristallisé pendant ou après la phase 4.

- L'andalousite et la staurotide se présentent comme des minéraux post-tectoniques, soit en nodules associés à du quartz d'exsudation (andalousite) soit en poeciloblastes (staurotide).
- La sillimanite apparaît d'abord en pseudomorphose plus ou moins complète de biotites orientées dans S₁. Les fibres sont alors parallèles à L₁ et les nodules sont aplatis dans S₁. Cette disposition est probablement mimétique, la plupart des sillimanites étant syn à post-tectoniques par rapport à la phase 4.

	PHASE 1	PHASE 4	métamorphisme anté stéphanien
Feldspath	perthilisation microclinisation	recristallisation des yeux	pegmatites
Biotite	orientée // S ₁ mimétique de S ₁	orientée // S ₄	équante
Andalousite			poecilitique
Staurotide			équante
Sillimanite		mimétique de L ₁	dans les granites
Cordierite			d'anatexie
Muscovite	détritique	néoformées	

Fig.20 Tableau montrant les périodes de cristallisation des principaux minéraux de métamorphisme dans la partie Est de la zone axiale. L'habitus le plus fréquent est également indiqué (d'après Arthaud, F. 1970).

Il est également mentionné que l'anatexie a commencé à se manifester dès la phase 4 sous forme d'exsudation pegmatitiques ou

aplitiques parallèles à S₄ et en général localisées dans le plan axial des plis ou dans des fentes de traction à contours diffus.

M. Cohen (1975) a décrit des faciès ultrabasiques boudinés dans les gneiss du Caroux. D'après l'étude pétrographique et géochimique, cet auteur privilégie l'hypothèse d'une origine profonde (manteau supérieur) plutôt que celle d'un métamorphisme catazonal de haute pression. Un métamorphisme de haute température typique des phases tardives de la zone axiale s'y superpose aux paragenèses "profondes".

D'après J.P. Bard et al. (1973), un métamorphisme de moyenne température-moyenne pression est caractérisé dans le synclinal de Rosis par des paragenèses à disthène, staurotide, grenat almandin et biotite.

M. Demange (1980) a démontré que le flanc Nord du massif de l'Agout présente un métamorphisme de basse pression caractérisé par une succession d'isogrades (biotite, cordierite, andalousite, staurotide, sillimanite, staurotide, muscovite).

Dans la zone axiale, les principales structures sont souvent marquées par le métamorphisme de haute température tardif et par l'anatexie. La foliation 1 des gneiss est associée, ainsi que la schistosité 1 du versant sud (Bard et al., 1973), avec des paragenèses de type amphibolite à biotite, staurotide, grenat almandin. Localement, des indices de haute pression ont été découverts : disthène dans le synclinal de Rosis et à l'Est du Caroux (Bouchardon et al., 1979), éclogites (?) dans le Caroux (Cohen, 1975) et dans le Cabardès à (pyroxènes à 30 % de jadeite) (Demange et al., 1980). Dans le Cabardès des conditions typiques du faciès amphibolite de haute pression ($550^{\circ}\text{C} < T < 650^{\circ}\text{C}$ et $7 \text{ kb} < P < 9 \text{ kb}$) ont été établies au contact des gneiss ocellés.

Le soulèvement des gneiss est accompagné d'une fusion partielle du coeur des massifs gneissiques. La foliation S2 dessine un dôme, elle est accompagnée d'une linéation d'allongement proche de E-W. Il apparaît une crénulation subverticale S3 au coeur du dôme. Suivant les auteurs le paroxysme métamorphique de haute température basse pression est contemporain de la foliation S2 ou bien de la crénulation S3. Cet épisode métamorphique de haute température - basse pression à biotite, sillimanite, andalousite, cordiérite a été daté à 320 ± 16 MA par Rb/Sr (R.T) (Hamet et al., 1976). Les conditions atteintes sont celles de l'amphibolite faciés ($600^{\circ}\text{C} < T < 700^{\circ}\text{C}$ et $9 \text{ kb} < P < 4,5 \text{ kb}$) accompagné d'anatexie au coeur de la zone axiale.

En conclusion on distingue donc dans la zone axiale deux stades majeurs : le premier de moyenne pression - moyenne température et le deuxième de basse pression accompagné d'une anatexie généralisée, l'existence d'un épisode précoce de haute pression reste à établir.

(2) Géochronologie

Le métamorphisme hercynien de la zone axiale a un donc caractère plurifacial avec un événement de moyenne pression accompagnant la première phase tectonique et un second de basse pression pendant et légèrement après la deuxième phase qui correspond à la phase 4 d'Arthaud (Bard et al., 1973, Demange, 1975, 1977, 1980, Bard et al., 1978). Les phases tectoniques majeures, responsables de la formation des nappes du versant sud et accompagnées de métamorphisme de moyenne pression, se situaient entre 340 MA et 320 MA (Hamet, 1975, Gebauer et al., 1976).

Des granites peralumineux précoces syn et post tectoniques se

mettent en place entre 330 et 320 MA (granite d'Anglès, du Soulié, de Brousses et du Lampy). Leur mise en place s'accompagne d'un métamorphisme de haute température qui va se poursuivre jusque vers 280 MA, période à laquelle on assiste à l'intrusion des granodiorites post-tectoniques. Compte tenu de l'étroite fourchette d'âge dans laquelle se placent ces événements, l'éventualité d'un réajustement isotopique durant les phases tardives est à prendre en considération.

J. Ducrot et al. (1979) ont daté les orthogneiss alcalins de la zone axiale (gneiss de Plaisance) à 532 ± 13 MA par la méthode U-Pb sur zircons. Cet âge est en bon accord avec les précédentes données Rb-Sr (515 ± 11 MA, Hamet, 1975). En désaccord avec les idées anciennes sur l'âge de la zone axiale, le rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ initial observé de 0,710 pour ces roches n'implique pas nécessairement la présence d'un vieux socle précambrien dans cette zone. D'autre part, cette datation confirme l'existence d'un épisode majeur d'amincissement crustal caractérisé par la mise en place d'un magmatisme alcalin (530 MA) puis bimodal (500 - 480 MA).

Par l'étude des traces de fission sur les apatites de la Montagne Noire (Fig.21), J.P. Capena (1980) a pu définir deux groupes principaux :

- Les âges situés entre 229 et 282 MA à Nages, Plaisance, Anglès, Mauroul et Mazamet.
- Les âges qui vont de 71 à 169 MA aux Gorges d'Héric, au Pic de Nore, à Saissac, Cammazes, Labécède et St-Amans.

Les âges les plus anciens se situent au Nord d'une ligne joignant Revel, Mazamet, Labastide, Héric, Douch, les plus jeunes étant au Sud. Les âges par traces de fission sur les apatites ($T < 200^\circ\text{C}$) amènent donc à diviser ce massif en deux zones distinctes

orientées E-W ; une zone d'âges Paléozoïques au Nord, et une zone rajeunie durant le Mésozoïque au Sud ce qui est la marque des mouvements différentiels récents entre la Zone Axiale et la zone des nappes du Versant sud.

II-5-2. LE VERSANT SUD

Dans le versant sud, le métamorphisme est épizonal et contemporain de la schistosité 1. L'acquisition de la S1 et du métamorphisme associé sont datés à 345 ± 17 MA par la méthode U-Pb dans le zircon et Rb-Sr de roche totale dans les sédiments Ordoviciens (Gebauer et al., 1974, 1976, 1977). Les conditions métamorphiques au sommet de la nappe de Pardailhan ont été estimés à $250^{\circ}\text{C} < T < 350^{\circ}\text{C}$ et $1200\text{b} < P < 2000\text{b}$ (Guiraud et al., 1981). Le gradient du métamorphisme augmente vers les zones internes des nappes, de plus, les isogrades du métamorphisme sont centrés sur la zone axiale.

Pour reconnaître le caractère anchimétamorphique des roches argileuses dans la nappe de Mont de Faugères et Mont Peyroux, Engel et al. (1980) ont déterminé le degré de la cristallinité de l'illite (Fig.22). La cristallinité de l'illite dans les schistes argileux Carbonifères indique une décroissance du métamorphisme lorsqu'on s'éloigne de la Zone Axiale vers le SSE. Les isogrades de cristallinité de l'illite recoupent les structures de phase 1, le faible métamorphisme constaté correspond donc à un réchauffement ultérieur (syn-plis droits), déjà observé antérieurement dans la zone axiale. Dans la région de Cabrières cependant, loin de la source thermique de la zone axiale, la cristallinité de l'illite reflète encore le métamorphisme syn-phase 1 contemporain de

l'empilement des nappes.

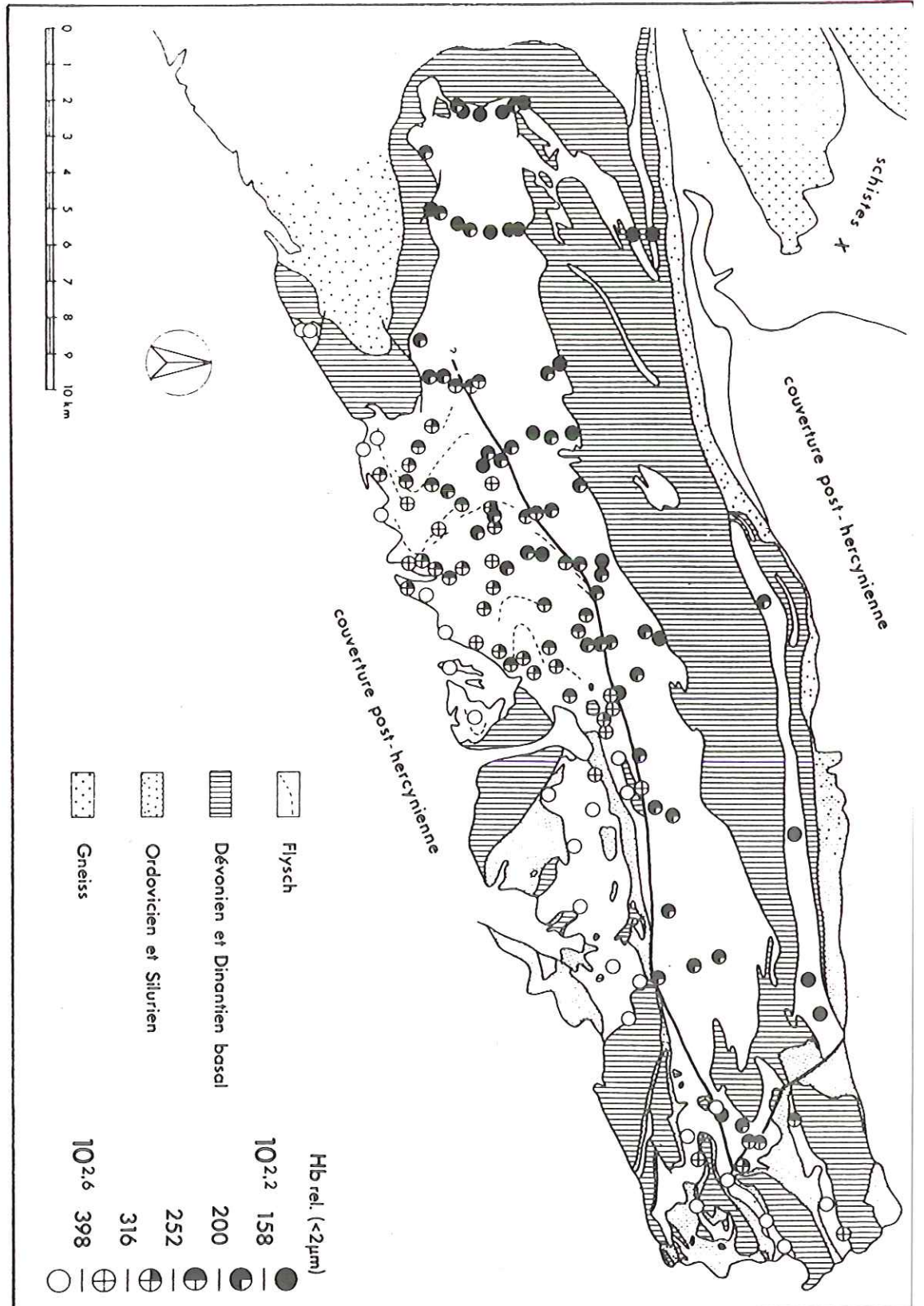


Fig.22 Distribution du degré de cristallinité de l'illite dans les schistes argileux Carbonifères de la Montagne Noire (d'après Engel, W. et al. 1980).

II-6. LE PROBLEME : PATRIE ET MISE EN PLACE DES NAPPES

Si l'existence de grandes nappes dans le Versant Sud de la Montagne Noire ne pose actuellement plus de problèmes, il n'en est pas de même de l'origine des masses charriées et surtout du mécanisme de leur mise en place.

Sur des arguments paleogéographiques B. Gèze (1949) situe la patrie des nappes au Sud de leur emplacement actuel, sous le recouvrement tertiaire et récent de la plaine du Languedoc. A l'inverse F. Arthaud (1970) dans son modèle de mise en place fait provenir les nappes du Nord de la zone axiale. Depuis les différents auteurs confrontés à ce problème ont le plus souvent adopté les vues de F. Arthaud comme préalable (S. Sauniac, 1980. Harris, L.B. et al., 1983. R. Graham, et al., 1987).

Ce modèle de mise en place du Nord vers le Sud se heurte toutefois à un certain nombre d'objections dont la principale résulte de la disposition de la linéation d'étirement. En effet, pour F. Arthaud, la linéation par microplis, omniprésente dans les nappes, constitue une linéation "b" au sens de Sander (1930) perpendiculaire au transport des nappes vers le Sud ; cependant, la linéation par microplis se trouve être le plus souvent parallèle à une linéation d'étirement particulièrement bien exprimée dans les secteurs proches de la zone axiale. Cette disposition ainsi que l'étude de la déformation rotationnelle associée à la linéation a suscité l'interprétation de A. Nicolas et al. (1977) selon laquelle la linéation d'étirement E-W subhorizontale serait due au déplacement longitudinal le long d'un linéament ductile grossièrement E-W (linéation "a") postérieurement à la mise en place des nappes. Mais ces auteurs ne se prononcent pas sur le sens du

cisaillement.

Il faut cependant remarquer que la linéation d'étirement est portée par la foliation S₁, considérée par la majorité des auteurs comme contemporaine de la mise en place des nappes et que cette linéation s'exprime largement en dehors du domaine cisailant supposé se trouver à la limite entre la zone axiale et les nappes proprement dites. En effet, une linéation ductile E-W est présente aussi bien dans la zone axiale que dans la partie "distale", subhorizontale, des nappes.

Une modèle cinématique cohérent se doit donc de prendre en considération non seulement le renversement des séries à grande échelle mais aussi la déformation pénétrative aussi bien dans ces nappes que dans la zone axiale et sa couverture autochtone et para-autochtone.

Il est généralement admis que la linéation d'étirement enregistre dans les nappes la déformation ductile liée à leur mise en place. Dans ces conditions la linéation d'étirement est parallèle à la direction de transport des nappes comme c'est le cas des nappes helvétiques (J.G. Ramsay, 1981. J.G. Ramsay et al., 1983. D. Dietrich et al., 1981, 1984, 1986). Toutefois il existe également des exemples où la direction de la linéation d'étirement est perpendiculaire au transport des nappes (A. Nicolas et al., 1972. D.S. Wood, 1973. M. Mattauer, 1975. M.P. Coward et al., 1983. Largarde et al., 1986).

Pour lever cette indétermination, il a été procédé à une étude systématique de la répartition de la linéation d'étirement et de la déformation rotationnelle associée.

CHAPITRE III. ANALYSE GEOMETRIQUE DES STRUCTURES DU VERSANT SUD

III-1. LES STRUCTURES PLANAIRES

III-2. LES STRUCTURES LINEAIRES

III-3. LES DEFORMATIONS POLYPHASEES



CHAPITRE III. ANALYSE GEOMETRIQUE DES STRUCTURES DU VERSANT SUD

III-1. LES STRUCTURES PLANAIRES

Dans le versant sud de la Montagne Noire, les structures planaires sont la schistosité S1 formée pendant la mise en place des nappes et les schistosités S2 et S3 qui se développent localement lors des déformations tardives. Près des charnières de plis couchés on peut observer les relations obliques entre S0 et S1 (Fig.23).

Pendant la première déformation (la phase 1), la stratification, S0, a été souvent transposée par la schistosité S1, et il n'est pas toujours aisé de reconnaître nettement S0. En particulier dans les carbonates ou les lydiennes (cf. par exemple la coupe du Moulin de Grais (Fig.42)) la transposition est très importante. Lorsque S1 est parallèle à la stratification, S0, elle est appelée S0-1.

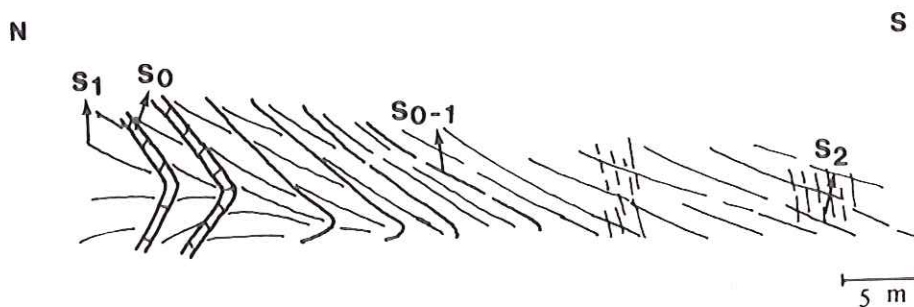


Fig.23 Coupe montrant les relation de S0, S1, S0-1 et S2 à 2,5 km l'Est du Pin dans la nappe des Monts de Faugères.

III-1-1. LA SCHISTOSITE S1 OU S0-1

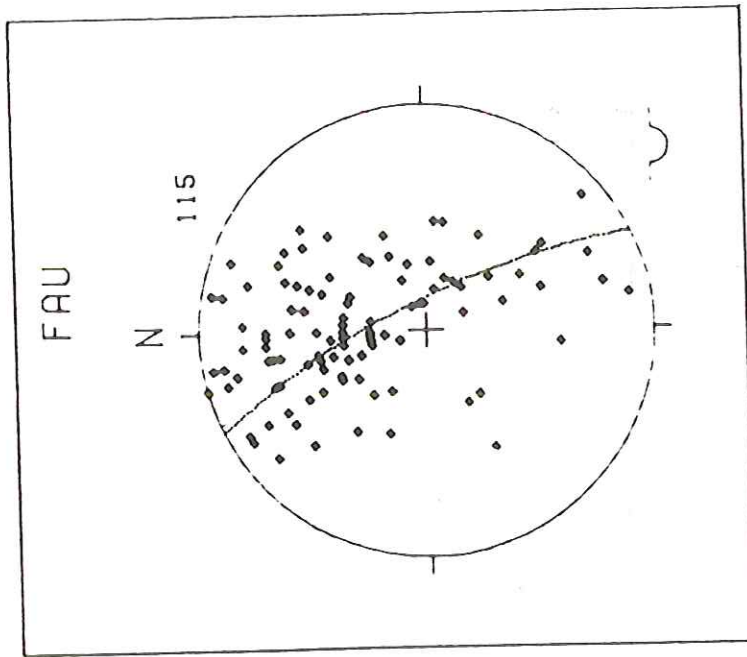
Dans la zone de transition (Schistes X), les pendages de la schistosité S1 sont généralement redressés avec une direction moyenne N80°E en raison des plis P2 serrés d'axe sensiblement l'Est-Nord-Est (Fig.24-A). Dans cette zone on peut souvent observer que S1 est parallèle au plan axial des microplis isoclinaux précoces.

Dans la nappe des Monts de Faugères, le pendage de S1 est très variable (Fig.24-B), puisque les pôles de S1 se situent sur un grand cercle (Fig.24-B). Néanmoins la plupart des pendages de S1 sont vers le SSE à SSW. La S1 y est donc reprise dans des plis P2 à plan axial incliné à l'ESE.

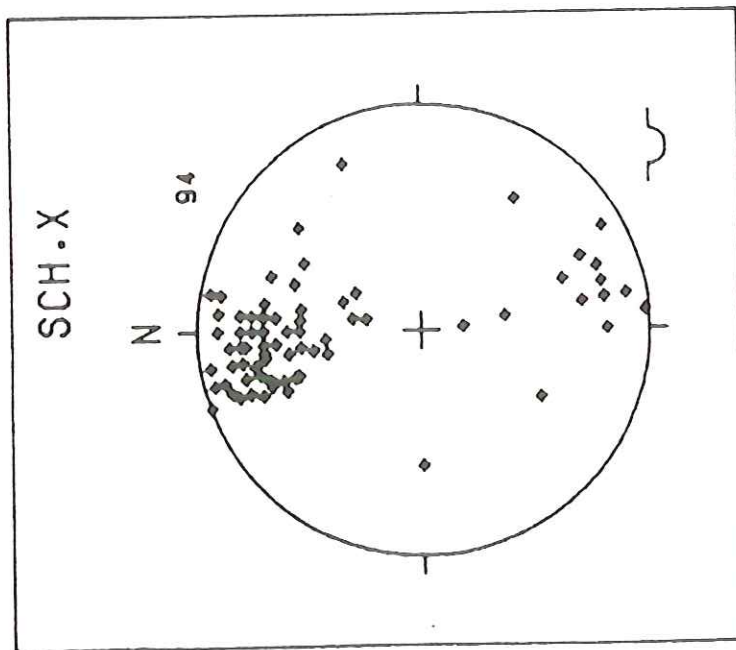
Dans la nappe du Mont Peyroux, on observe des différences d'allure de S1 entre les secteurs de la vallée de l'Orb et de la synforme de Roquebrun (Fig.24-C,D). Dans le secteur de la vallée de l'Orb où est la terminaison periclinale Est du "synclitorium" de la nappe de Pardailhan, presque tous les pendages sont vers l'Ouest ou le Nord-Nord-Ouest (Fig.24-C). Par contre, dans le secteur de la synforme de Roquebrun, les pôles de la schistosité S1 sont largement dispersés en raison d'une part du plissement P2 à l'origine de la synforme et d'une déformation ultérieure légère de ce pli (Fig.24-D).

Dans chaque unité de la nappe de Pardailhan, on peut reconnaître des différences d'allure de S1. Les pôles S1 de l'unité de Ferrals-Malviès se divisent en deux maxima symétriques ce qui atteste bien que la synforme est un pli P2 (Fig.24-E). L'intersection des deux cyclographes de maxima se situe à 070°/10°S. Ce point représente la direction de l'axe de la synforme.

Dans l'unité de Lucarnis-Naudet, les pôles de S1 se situent



(Canevas de Schmidt.
Hémisphère inférieur)



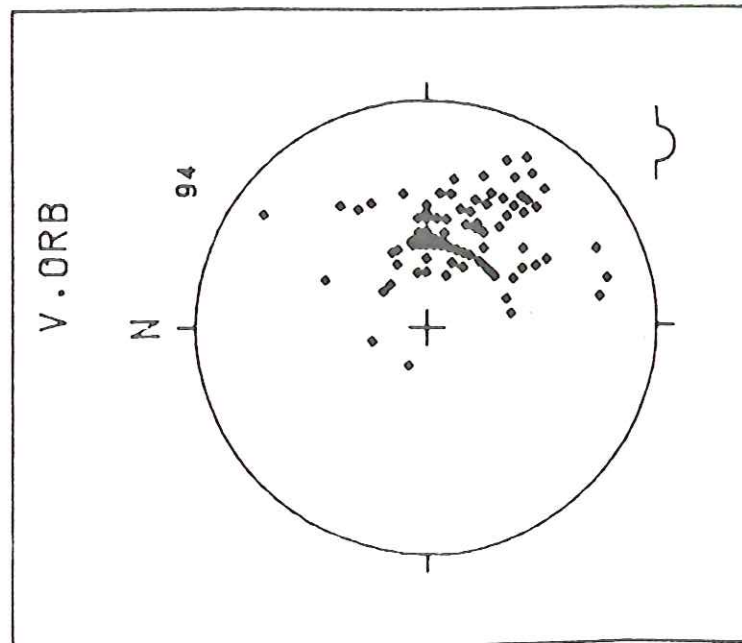
A

Pôles de la schistosité S1 dans la zone de transition (schistes X). Généralement les pendages sont redressés avec une direction moyenne N80° en raison des plis P2 serrés d'axe sensiblement ENE.

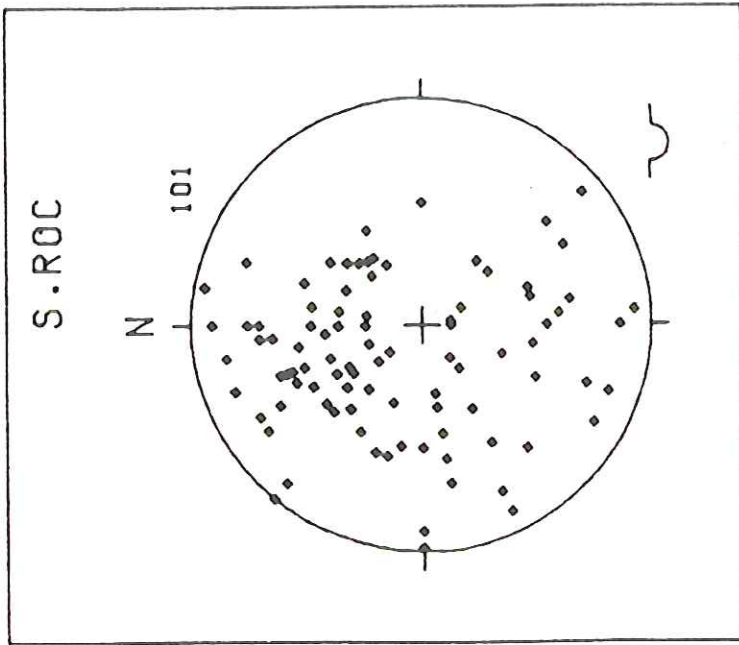
B

Pôles de la schistosité S1 dans la nappe des Monts de Faugères. Ils se situent sur un grand cercle correspondant à des plis P2 à grand rayon d'axe ENE.

Fig. 24



(Cavevas de Schmidt.
Hémisphère inférieur)



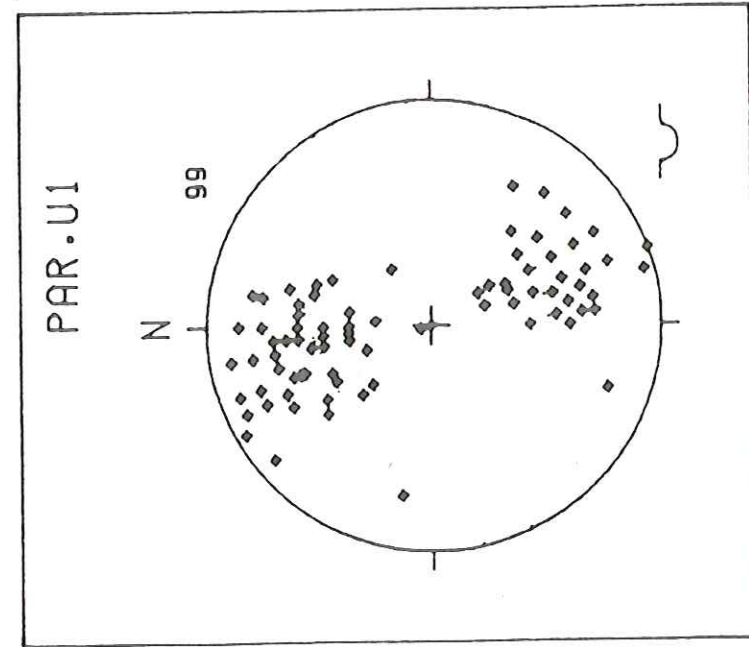
C

Pôles de la schistosité S1 dans le secteur de la vallée de l'Orb. Presque tous les pendages sont vers W ou NNW (termination periclinale Est du "synclinalorium" de la nappe de Pardailhan).

D

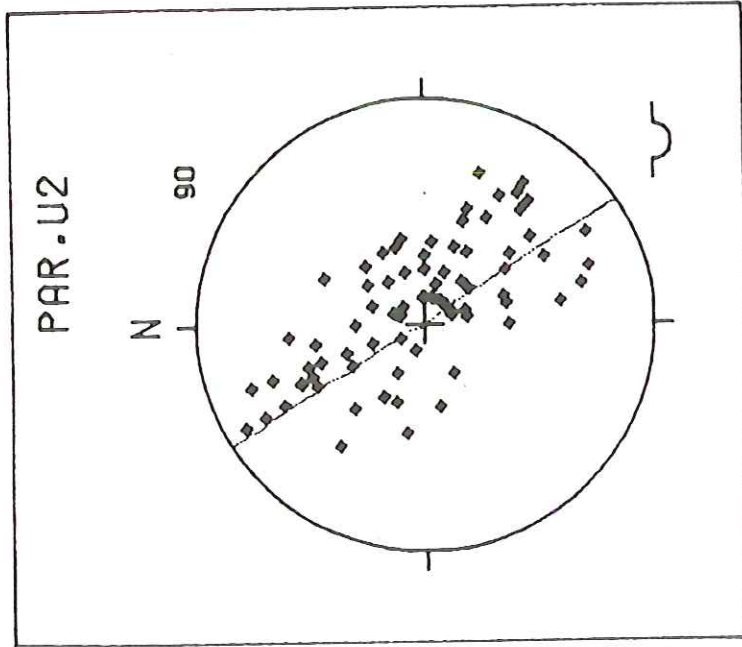
Pôles de la schistosité S1 dans le secteur de la synforme de Roquebrun. La grande dispersion observée résulte d'une part du plissement P2 à l'origine de la synforme et d'une déformation ultérieure légère de ce pli..

Fig.24



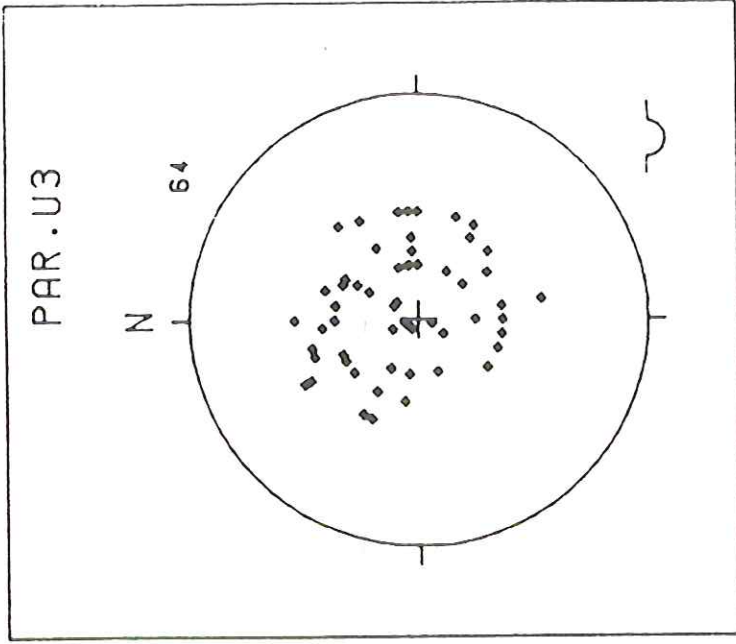
E

Pôles de la schistosité S1 dans l'unité de Ferrals-Malviès. Ils se divisent en deux maxima symétrique ce qui atteste bien que la synforme est un pli P2.



F

Pôles de la schistosité S1 dans l'unité de Lucarnis-Naudet. Ils se situent presque tous sur un grand cercle. Il s'agit donc d'un pli d'axe N55° subhorizontal.



G

Pôles de la schistosité S1 dans l'unité de Camplong-Poussarou. Dans ce secteur structuralement le plus élevé de la nappe de Parailhan, la S1 a pratiquement conservé sa disposition originelle aux faibles déformations tardives près.

Fig.24

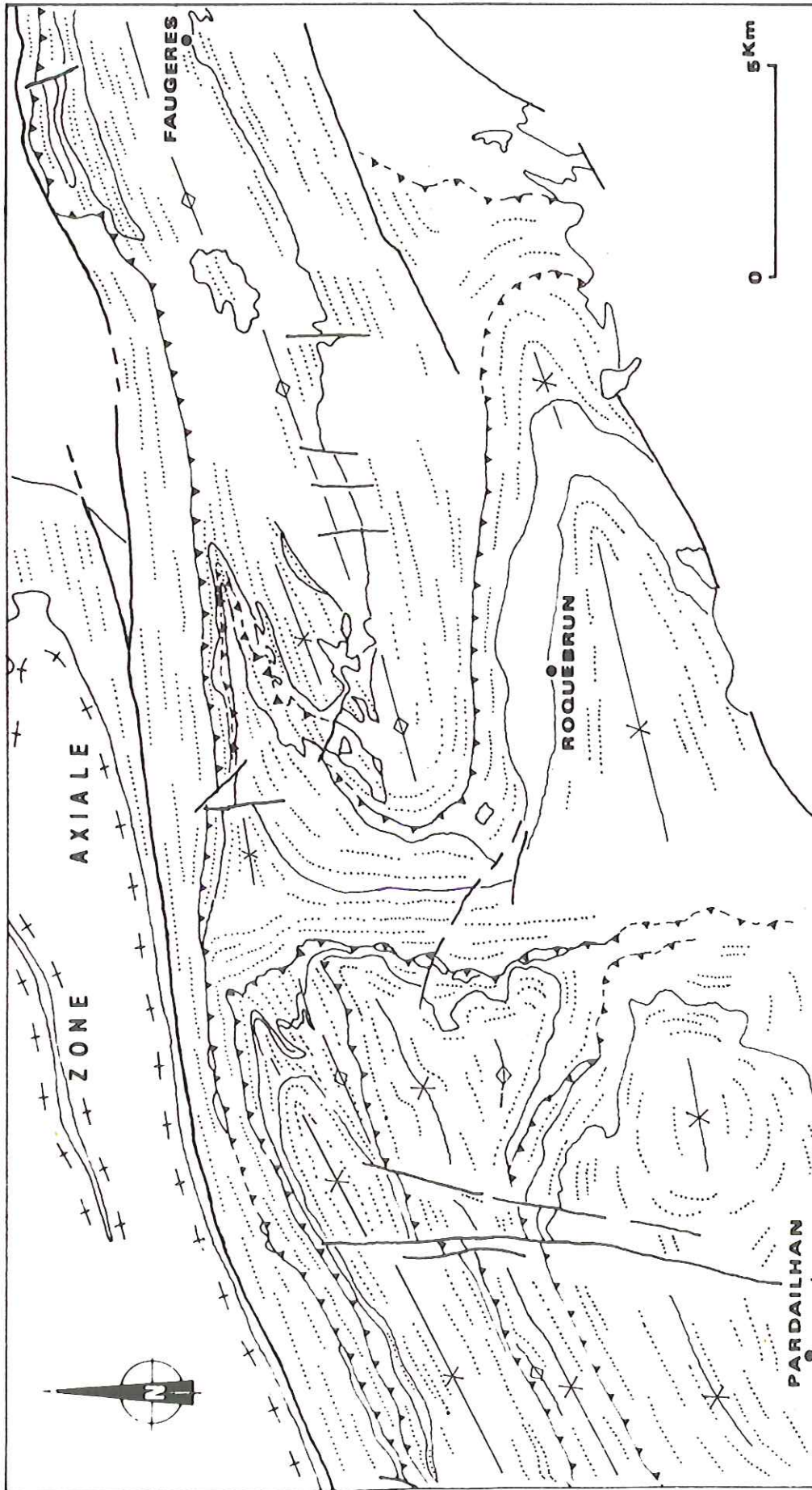


Fig.25 Carte des trajectoires de la schistosité S1 et emplacement des principaux plis P2.

presque sur un grand cercle puisque la direction du pendage de S1 est globalement NE-SW avec une pente variable. Il s'agit donc d'un pli d'axe N55°E subhorizontal (Fig.24-F).

Dans l'unité de Camplong-Poussarou qui est structuralement la plus élevée de la nappe de Pardailhan, la schistosité S1 a pratiquement conservé sa disposition originelle, aux faibles déformations tardives près (Fig.24-G). Les trajectoires de S1, dans l'ensemble de la région d'étudiée, sont présentées à la Fig.25.

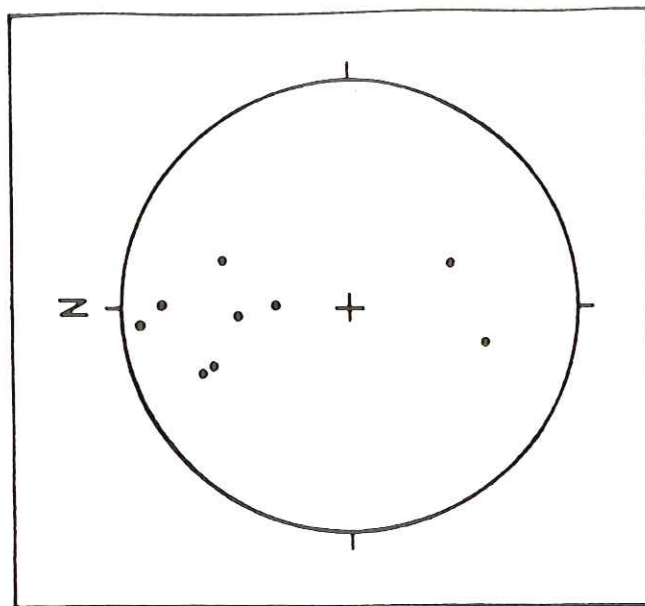
En conclusion, la schistosité S1, née subparallèle à la stratification et dont la liaison avec la mise en place des nappes est bien admise (Arthaud, 1970) est intensément replissée à la base de l'édifice de nappes (Nappe des Monts de Faugères et Nappe du Mont Peyroux) et près de la zone axiale - ce qui revient pratiquement au même -.

Par contre, vers le Sud (Unité de Camplong-Pousarou) c'est à dire vers le sommet de l'empilement de nappes, ou l'Est-Sud-Est ("ecailles" de Cabrières) c'est à dire au front des unités, la schistosité S1 a conservé sa disposition originelle proche de l'horizontale.

III-1-2. LES SCHISTOSITES TARDIVES (S2 ET S3)

Dans la zone de transition (Schistes X), une schistosité par pli-fracture ("strain-slip cleavage"), S2, se développe localement dans les roches finement litées. S2 correspondant au plan axial des plis P2 est très redressée vers le SSE (Fig.26-A). Dans cette région, on observe localement une schistosité S3 subhorizontale plan axial de plis ouverts P3 (Fig.26-A).

Dans la nappe des Monts de Faugères, la schistosité S2, plan



(Canevas de Schmidt.
Hémisphère inférieur)

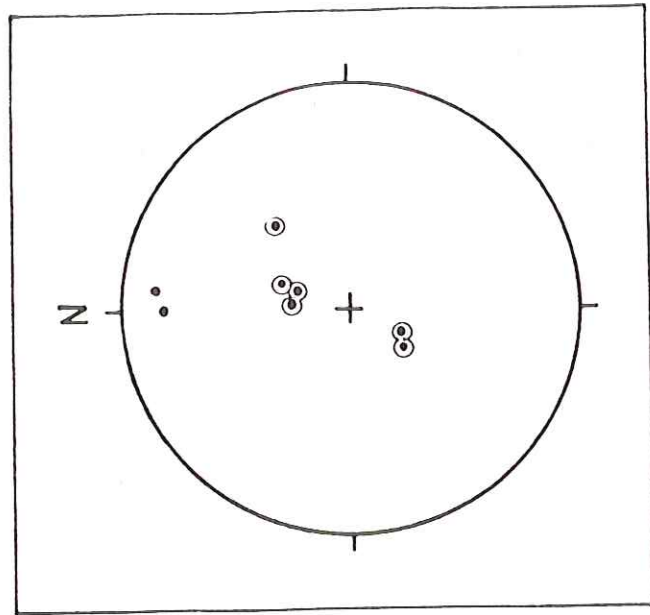
• S2
⊙ S3

A
pôles des schistosité S2 et S3 dans la zone de transition (schistes X). S2, plan axial des plis P2 est très redressée et S3 correspondant aux P3 est subhorizontale.

B

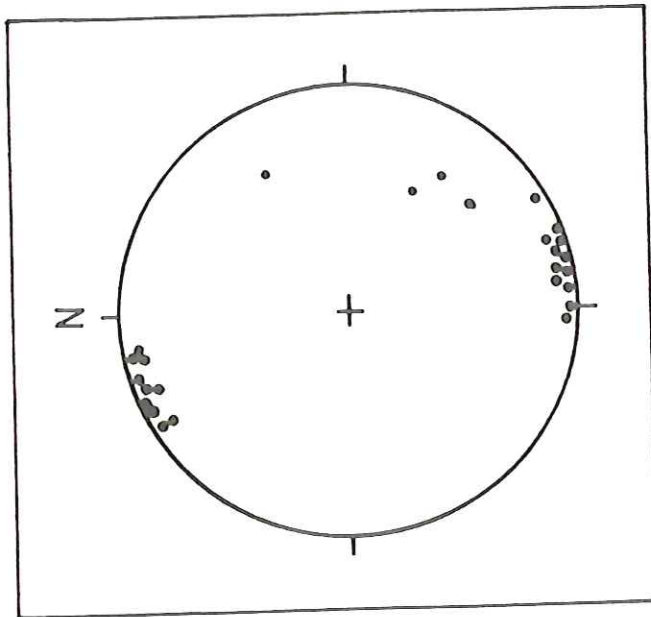
pôles de la schistosité S2 dans la nappe des Monts de Faugères. Cette S2, plan axial des plis P2 indique un déversement apparent vers le Nord, elle est repliée par les ondulation P3 de même direction.

Fig.26



(Canevas de Schmidt.
Hémisphère inférieur)

• S2
⊙ S3

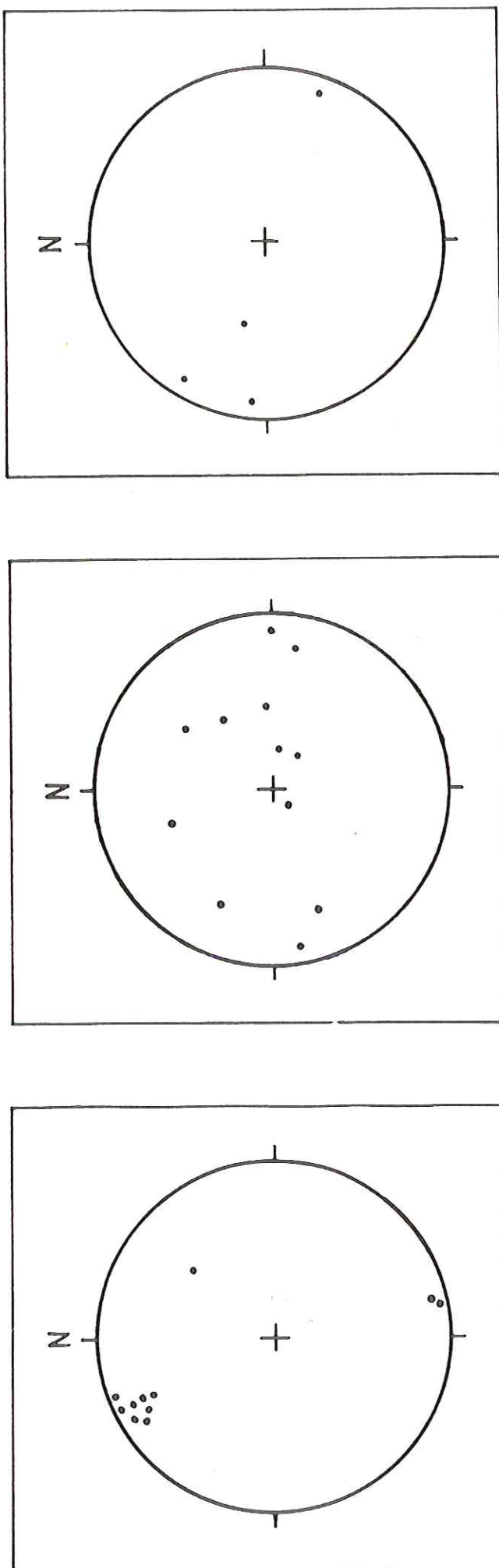


C
pôles de la schistosité S2 dans le secteur de la vallée de l'Orb. Son pendage est le plus souvent subvertical avec une direction ENE-WSW (plan axial des plis P2).

D

pôles de la schistosité S2 et S3 dans le secteur de la synforme de Roquebrun. Elles sont très peu développées. S2, plan axial des plis P2 est très redressée et S3 correspondant aux P3 est subhorizontale.

Fig.26



E
Pôles de la schistosité S2 dans l'unité de Ferrals-Malviès. Les pendages de S2 très redressés correspondent au plan axial des P2 mineurs et définissent le plan axial de la synforme elle-même.

F
Pôles de la Schistosité S2 dans l'unité de Lucarnis-Naudet. Ils sont très dispersés en raison d'une déformation ultérieure (structures d'interférence en "fond de bateau" de la vallée de l'Orb).

G
Pôles de la schistosité S2 dans l'unité de Camplong-Poussarou. La direction moyenne est grossièrement NNE-SSW.

Fig.26

axial des plis P2 indique un déversement apparent vers le Nord (Fig.26-B). Elle est reprise par les ondulation de plis P3 de même direction.

Dans le secteur de la vallée de l'Orb de la nappe du Mont Peyroux, une schistosité S2 par pli-fracture est bien développée. Son pendage est le plus souvent subvertical avec une direction ENE-WSW correspondant au plan axial des plis P2 (Fig.26-C). Cette S2 correspond à un raccourcissement subméridien. Les relations entre S1 et S2 sont représentées sur la Fig.27. Dans le secteur de la synforme de Roquebrun, la schistosité S2 se développe rarement et S2 étant le plan axial des plis P2 est très redressée. La schistosité S3 correspondant aux plis P3 est subhorizontale (Fig.26-D).

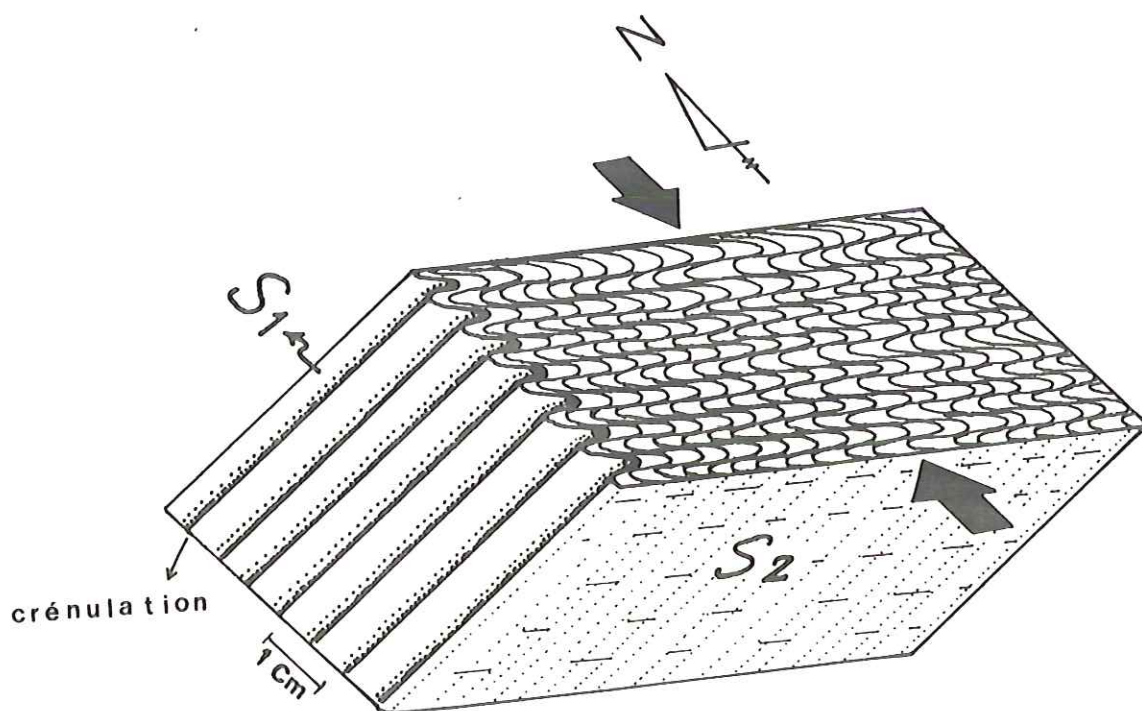


Fig.27 Relation entre S1 et S2 dans la vallée de l'Orb. Les flèches représentent la direction de raccourcissement perpendiculaire à S2.

Dans la nappe de Pardailhan, S2 est bien exprimée dans l'unité inférieure, tandis que dans l'unité supérieure et une partie de l'unité moyenne, S2 est caractérisée par une schistosité de fracture.

Dans l'unité de Ferrals-Malviès, le pendage moyen de la schistosité S2, plan axial des plis P2 est de 80° vers NNE-SSW. Ces plis P2 d'axe ENE-WSW sont cogénères de la synforme de Ferrals-Malviès qui reprend la schistosité S1 toujours très proche de S0 ou S0-1 (Fig.26-E). Dans l'unité de Lacarnis-Naudet, S2 est très dispersée à cause de la déformation ultérieure liée aux structures d'interférence en "fond de bateau" de la vallée de l'Orb (Fig.26-F). Dans l'unité de Camplong-Poussarou S2 est rarement observée et la direction moyenne est grossièrement NNE-SSW (Fig.26-G).

Les Fig.28 et Fig.29 montrent les relations entre S0-1, S2 et S3 dans la zone de transition (Schistes X) et l'unité de Ferrals-Malviès.

En conclusion, après la formation de la schistosité S1 qui est liée au transport des nappes, la schistosité S2 se forme pendant un serrage Nord-Sud. Cette schistosité est replissée par les plis P3 très ouverts particulièrement dans l'unité de Lucarnis-Naudet. La schistosité S3 très locale pourrait résulter de glissements gravitaires à vergence externe dans la zone de transition.

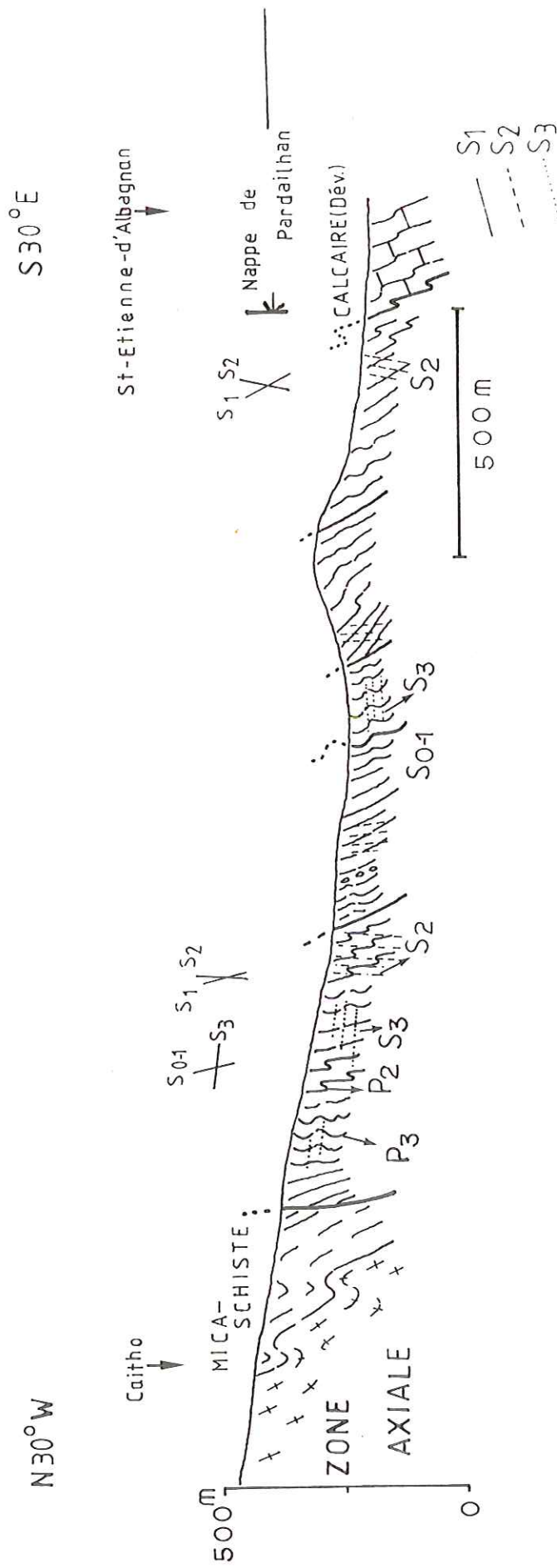


Fig.28 Coupe du village de Caitho à St-Etienne-d'Albagnan.
S₀₋₁ est très redressée, S₂ est presque subverticale tandis que S₃ est subhorizontale.

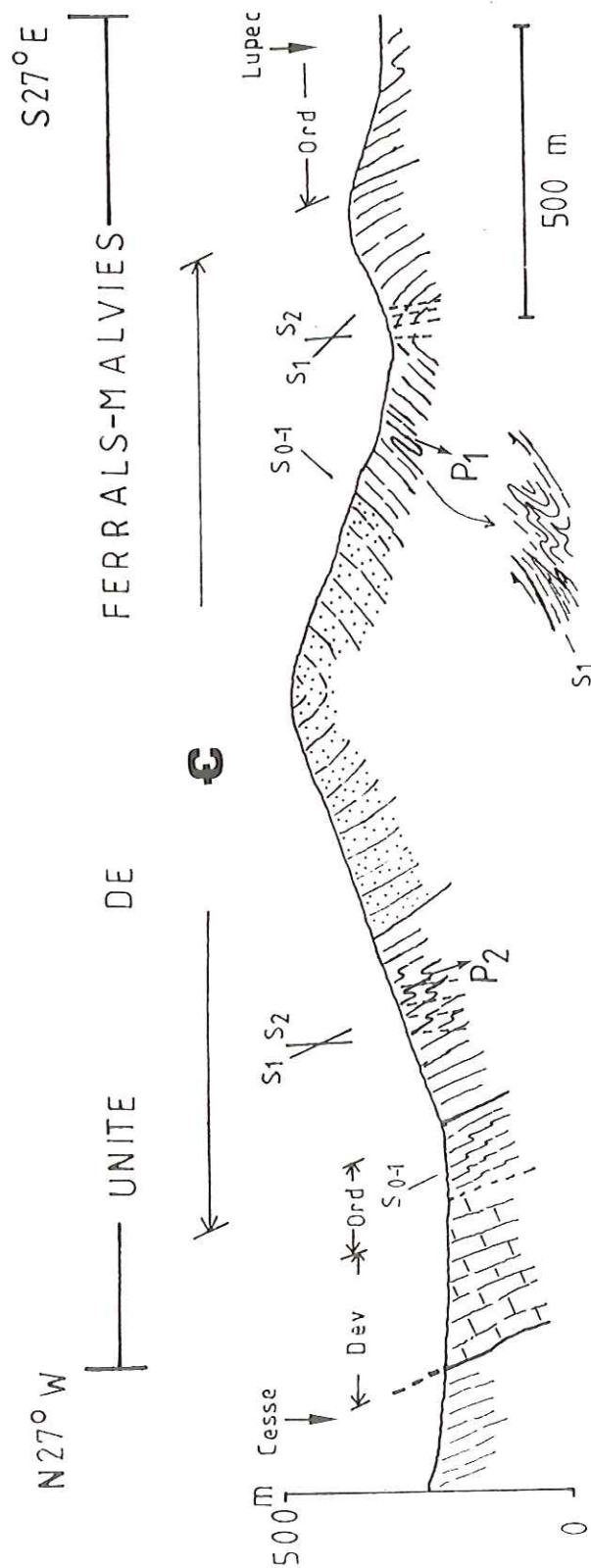


Fig.29 Coupe du village de Cesse à celui de Lupec dans l'unité de Ferrals-Malviès. S2 correspondant au plissement P2 est subverticale. S2 transpose fréquemment S0 en particulier dans les schistes et calcaires.

€ : série Cambrienne. Ord : série Ordovicienne, Dev : série Dévonienne

III-2. LES STRUCTURES LINEAIRES

Dans le versant sud de la Montagne Noire, on peut observer presque tous les types de linéations. Les linéations qui peuvent être dues à des phénomènes très variés n'ont pas toutes la même signification. Les caractéristiques et les directions de chacun des différents types de linéations sont présentés ci-dessous.

III-2-1. LA LINEATION D'ETIREMENT

Ce type de linéation se rencontre principalement dans la zone à schistosité de flux. Là, en effet, la roche est aplatie perpendiculairement au plan de schistosité sur lequel on observe une direction d'allongement. Cette direction représente la direction d'allongement maximum (axe X) de l'ellipsoïde de déformation finie.

Dans le cas du versant Sud de la Montagne Noire, la linéation d'étirement se matérialise par des objets étirés : radiolaires, goniatites, des galets allongés, des articles de crinoïdes tronçonnés, l'orientation préférentielle de nodules carbonatés et des "ombres de pression" de quartz ou de chlorite autour de pyrites et de grains de quartz (Fig.30).

Dans la zone de transition (Schiste X), la linéation est portée par une schistosité S1 subverticale et de direction très constante N80°E. Le pitch de la linéation d'étirement est lui aussi très constant et proche de l'horizontale (Fig.31-A). Dans la nappe des Monts de Faugères, les linéations d'étirement se présentent selon un dispositif identique à celui de la zone de transition avec une direction moyenne N80°E et un plongement faible un dépit des variations de pendage de la schistosité S1 ou de la surface S0-1 qui

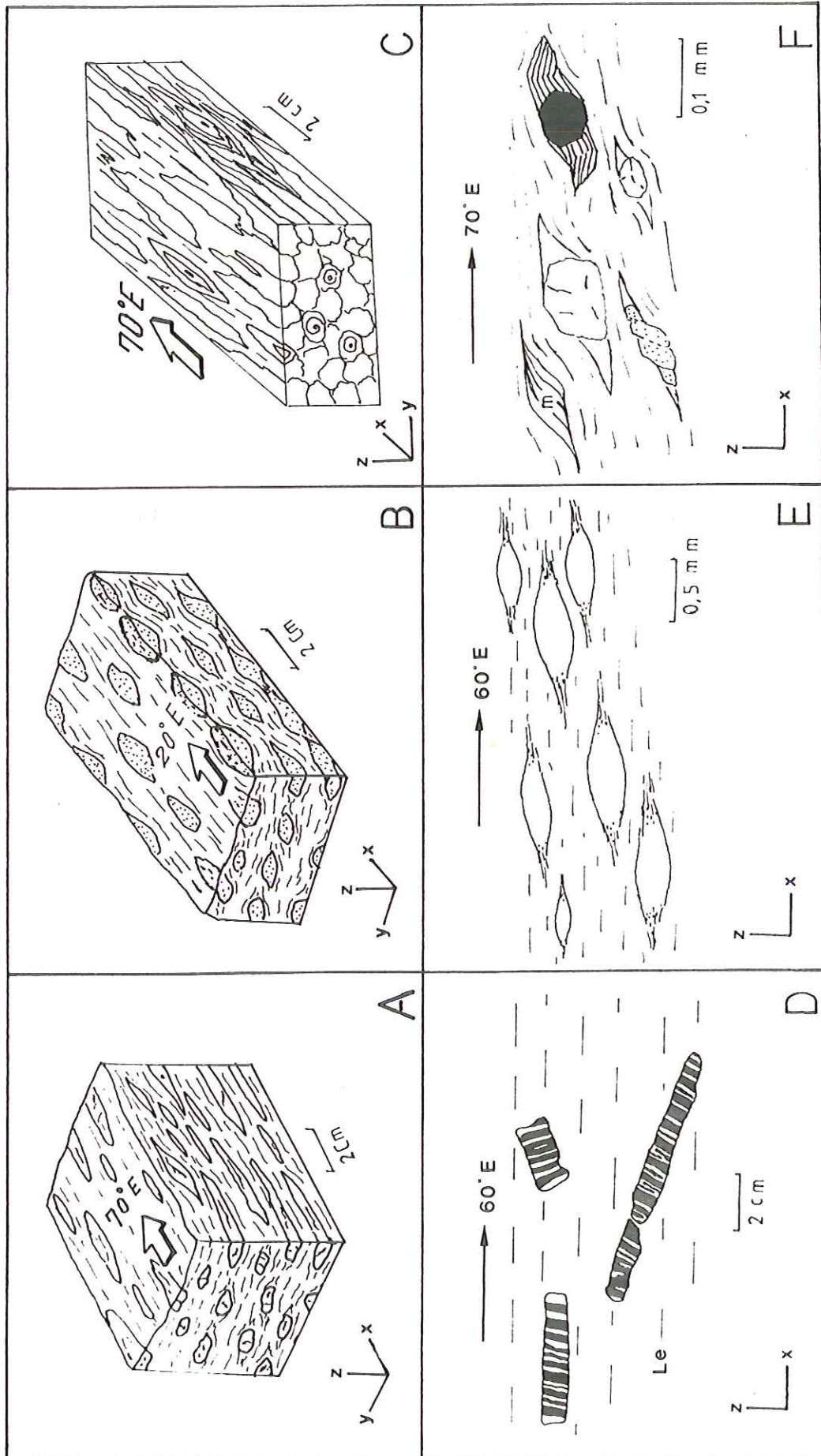


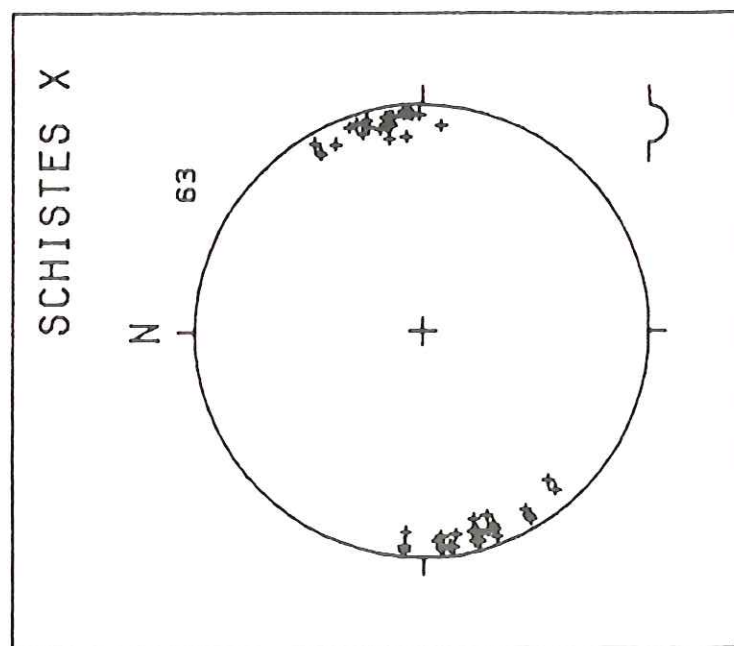
Fig.30 Principaux types de linéation d'étirement.
 A : galets étirés dans un conglomérat, B : nodules carbonatés étirés,
 C : goniatites et nodules carbonatés étirés, D : articles de crinoïdes
 tronçonnés, E : radiolaires étirés, F : ombres de pression du quartz
 autour de pyrites et de grains de quartz.

la porte (Fig.31-B).

Dans le secteur de la synforme de Roquebrun, la linéation d'étirement est moins développée que dans les autres régions mais cette direction est toujours N60°E à N90°E (N80°E en moyenne) (Fig.31-C). Le dispositif est analogue à celui de la nappe des Monts de Faugères et de la zone de transition. Par contre dans le secteur de la vallée de l'Orb, la plupart des directions se situent entre N40°E à N80°E et elles sont légèrement inclinées vers le SW (Fig.31-D), en raison du prolongement axial vers l'Ouest de l'antiforme de Vieussan.

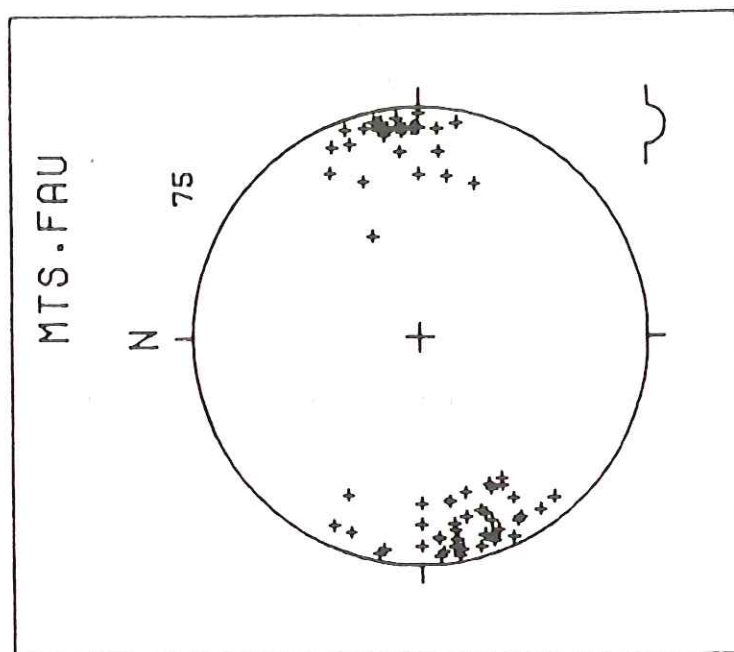
Dans l'unité de Ferrals-Malviès, la direction de la linéation d'étirement varie entre N20°E à N80°E avec un maximum autour de N60°E (Fig.31-E). La dispersion résulte le pli synforme P2, la linéation se rapproche de la direction N20°E lorsque le pendage tend vers la verticale. Dans l'unité de Lucarnis-Naudet, on distingue deux groupes linéations d'étirement, le premier d'orientation N80°E en moyenne correspond aux parties Nord et Ouest de la synforme tandis que le groupe II est restreint au Sud de la terminaison péri-synclinale (environs du Mont de l'Eousaus) (Fig.31-F). Dans l'unité de Camplong-Poussarou, la direction moyenne de la linéation d'étirement oscille autour de N30°E, analogue à celle du sous-secteur II de l'unité de Lucarnis-Naudet (Fig.31-G).

En conclusion, dans la partie inférieure des nappes et la zone de transition, la direction de la linéation d'étirement est presque Est-Ouest (N45°E à N90°E). Dans la région où les pendages de la schistosité S1 sont subverticaux (zone de transition et partie Nord de la Nappe des Monts de Faugères), La direction apparente de la linéation d'étirement se rapproche de la direction N80°E qui est celle des plis P2. En outre, dans le plan vertical, la linéation



A

Les linéations d'étiement dans la zone de transition sont portées par une S1 subverticale et de direction très constante N80°E. Le pitch de la linéation d'étiement est lui aussi très constant et proche de l'horizontale.

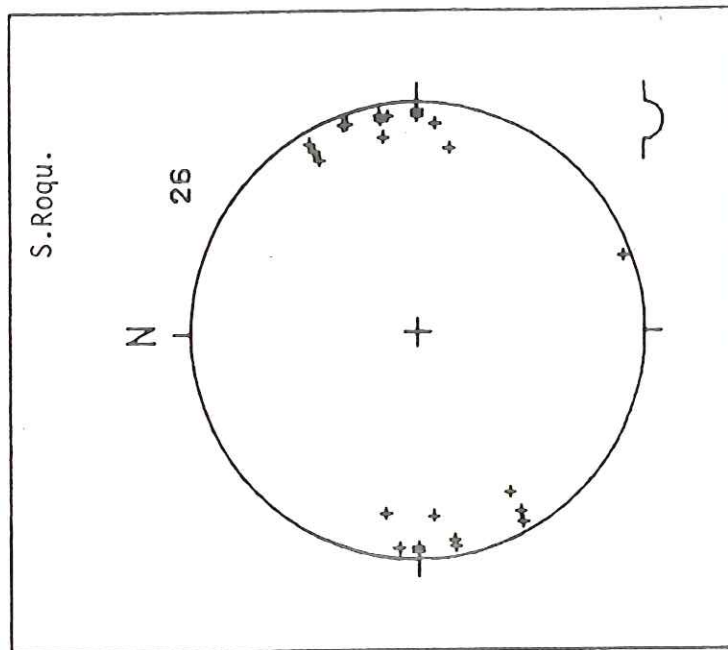


B

Les linéations d'étiement dans la nappe des Monts de Faugères se présentent selon un dispositif identique à celui de la zone de transition avec une direction moyenne N80°E et un plongement faible en déficit des variations de pendage de la S1 ou de la S0-1 qui la porte.

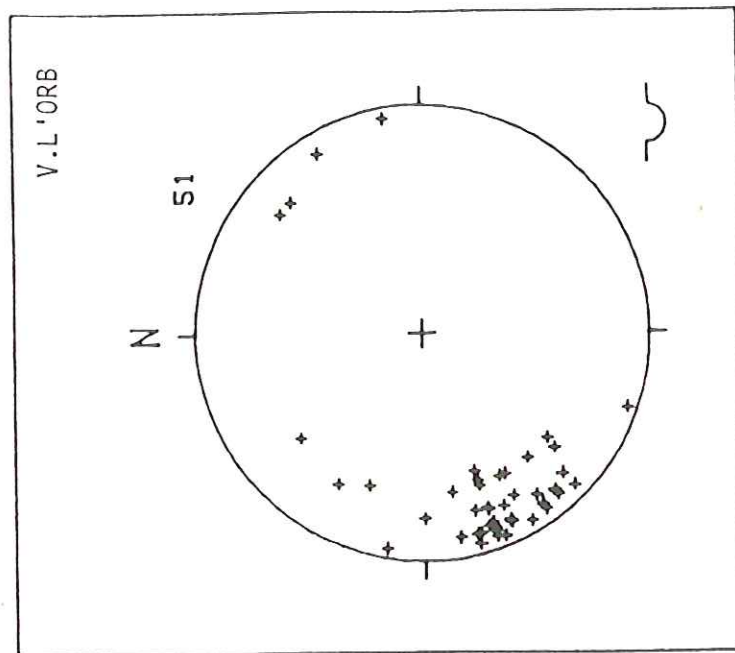
Fig. 31

(Canevas de Schmidt.
Hémisphère inférieur)



C

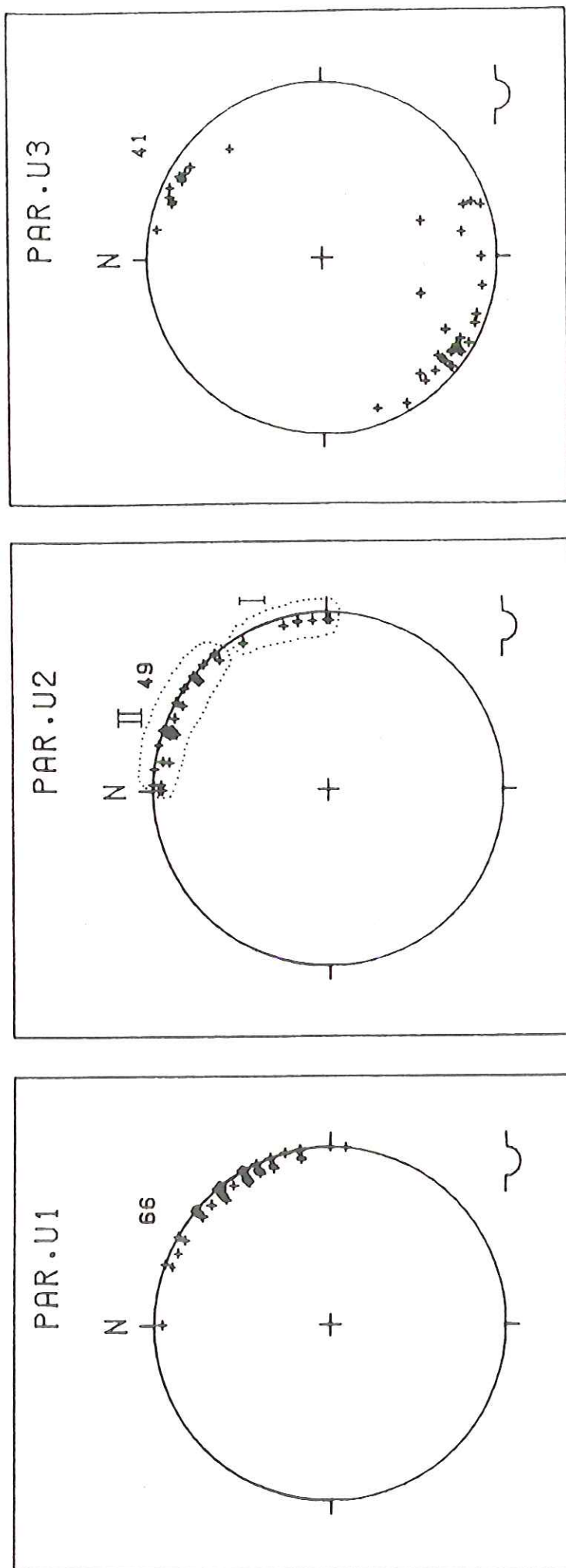
Les linéations d'étirement dans le secteur de la synforme de Roquebrun. Ses directions sont $N60^{\circ}E$ à $N90^{\circ}E$ ($N80^{\circ}E$ en moyenne). Le dispositif est analogue à celui de la nappe des Monts de Faugères et de la zone de transition.



D

Les linéations d'étirement dans le secteur de la vallée de l'Orb. La plupart des directions se situent entre $N40^{\circ}E$ à $N80^{\circ}E$ et elles sont légèrement inclinées vers le SW en raison du plongement axial vers l'Ouest de l'antiforme de Vieussan.

Fig. 31



E

Les linéations d'étirement dans l'unité de Ferrals-Malviès. Ses directions sont entre $N20^{\circ}E$ à $N80^{\circ}E$ avec un maximum autour de $N60^{\circ}E$. La dispersion résulte du pli synforme P2, la linéation se rapprochant de la direction $N80^{\circ}E$ lorsque le pendage tend vers la verticale.

F

Les linéations d'étirement dans l'unité de Lucarnis-Naudet. On distingue deux groupes, le premier d'orientation $N80^{\circ}E$ en moyenne (groupe I) correspond aux parties Nord et Ouest de la synforme tandis que le groupe II est restreint au Sud de la terminaison périsynclinale.

G

Les linéations d'étirement dans l'unité de Camplong-Poussarou. La direction moyenne oscille autour de $N30^{\circ}E$, analogue à celle du sous-secteur II de l'unité de Lucarnis Naudet.

Fig.31

tend à tourner par se rapprocher de l'horizontale, ce qui traduit une permanence de l'étirement subhorizontal pendant la formation des plis P2. Par contre dans les unités supérieures de la nappe de Pardailhan, la plupart des linéation sont NNE-SSW (N30°E en moyenne).

Les linéations d'étirement "N-S" et "E-W" ne sont pas superposées. Il n'y a pas non plus de passage continu de l'une à l'autre direction, la transition entre le domaine à linéation N45° à 80°E et celui à linéation N10° à 30°E s'effectue par un secteur où la linéation d'étirement disparaît. Dans ce secteur de transition, la déformation liée à la schistosité S1 est un aplatissement pur (X=Y) (cf. Chapitre IV).

III-2-2. LA LINEATION DE CRENULATION, LA LINEATION D'INTERSECTION ET LES AXES DES MICRO-PLIS

La linéation de crénulation est bien développée dans la zone de transition et la partie inférieure des nappes. Cette linéation est toujours parallèle à la linéation d'étirement et à la linéation d'intersection entre S1 et S2. Sur le plan de S1, la linéation de crénulation est confondue avec la linéation d'intersection entre S1 et S2, parce que S2 est une schistosité de pli-fracture ("strain-slip cleavage" ou "crenulation cleavage").

Lacassin (1984) a proposé plusieurs hypothèses pour expliquer le mécanisme de formation de la linéation de crénulation parallèle à la linéation d'étirement (Fig.32). Lorsque la crénulation se forme en même temps que la linéation d'étirement, on peut imaginer que la crénulation corresponde à un gaufrage constrictif comparable aux fronces que l'on observe au point d'étirement maximum d'une plaque

élastique (Fig.33). Cependant si les deux linéations ne sont pas cogenétiques, une autre explication est que l'anisotropie plano-linéaire (S-L tectonite) née lors d'une première phase va être utilisée préférentiellement pour créer une crénulation lors d'un serrage postérieur, même si les axes de cette deuxième compression ne sont pas rigoureusement perpendiculaires à la première linéation.

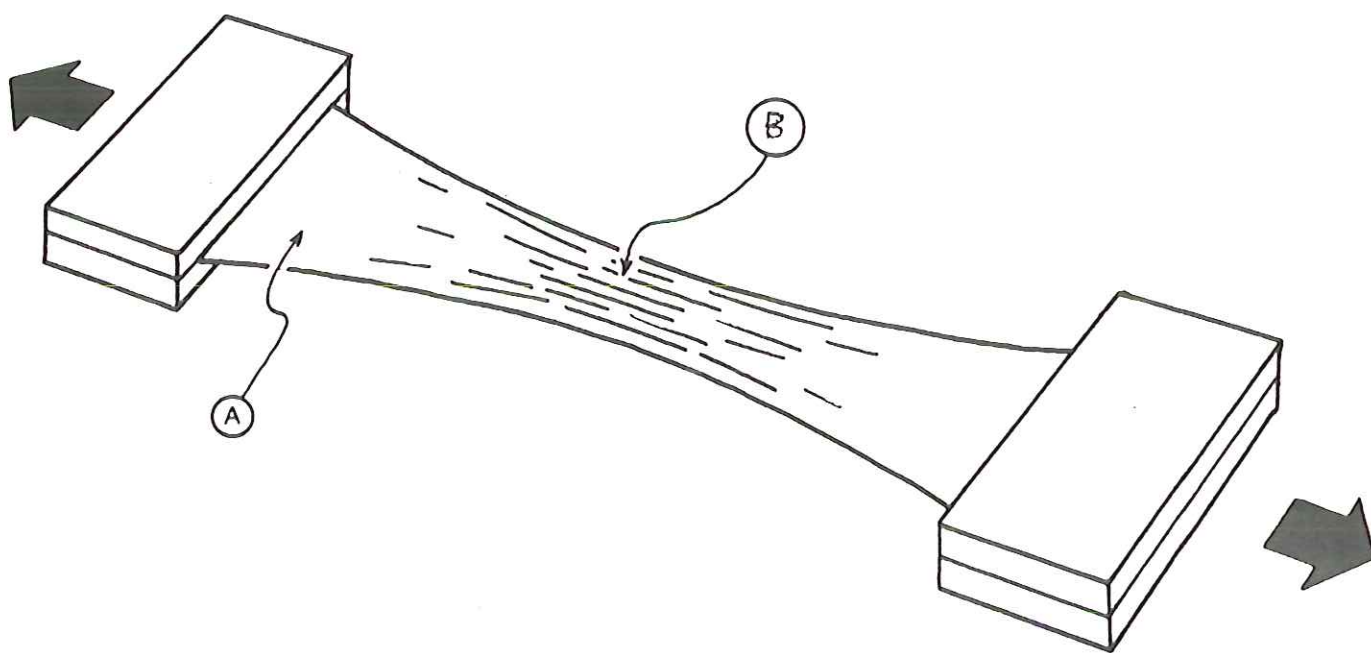


Fig.33 Apparition d'un gaufrage parallèle à l'étirement fini par déformation. Lors de l'étirement d'une plaque mince élastique, un gaufrage se manifeste dans la partie centrale. (A) feuille élastique, (B) gaufrage parallèle à l'étirement (d'après Lacassin, 1984).

linéation de crénulation et l'axe de micropli P2 sont N80°E en moyenne (Fig.36-A). Ces directions sont subparallèles à la linéation d'étirement sauf exception locale où l'obliquité en inclinaison peut atteindre 20° ce qui atteste de la postériorité des P2 par rapport à la linéation d'étirement (Fig.34). Dans la nappe des Monts de Faugères, les linéations de crénulation et les axes de microplis

P1 et P2 sont voisines de $N80^{\circ}E$ (Fig.36-B). Les axes de P1 et de P2 sont parallèles à la linéation d'étirement en raison de la transposition P2/P1.

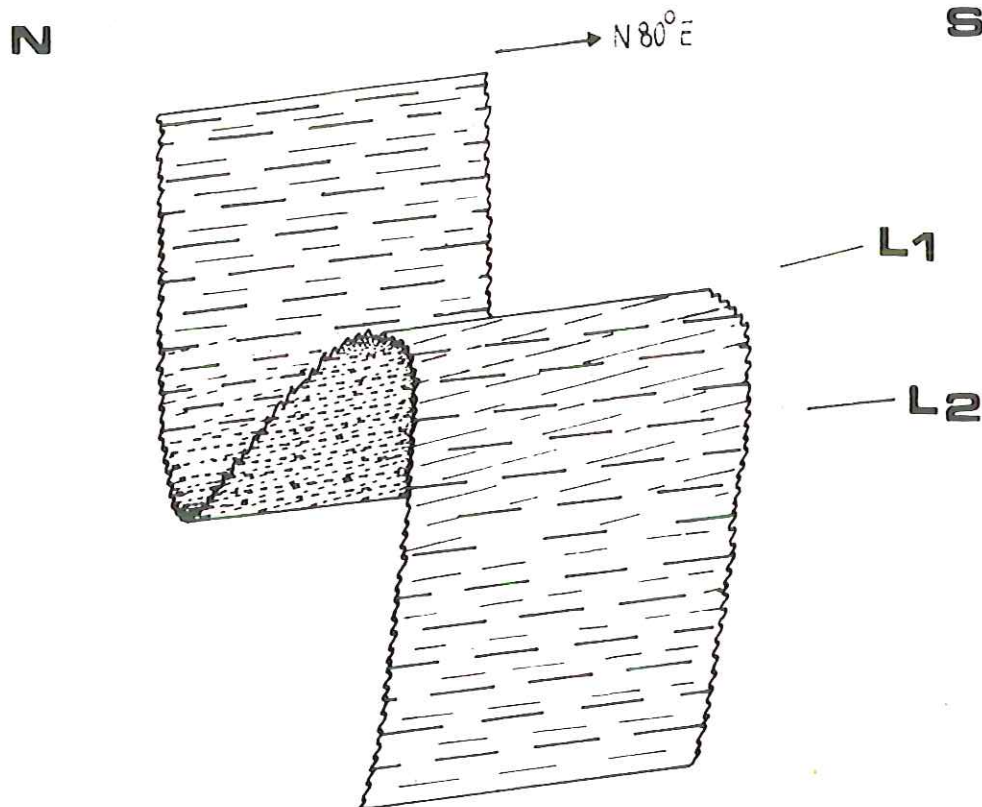


Fig.34 Schéma montrant l'obliquité entre linéation d'étirement (L1) et linéation de crénulation (L2) dans la charnière d'un micropli P2. Dans les flancs du pli, les deux linéations deviennent indistinctes ("zone de transition" près de Cassagnoles).

Dans le secteur de la vallée de l'Orb, on constate une légère dispersion des linéations de crénulation et des axes de microplis qui peut être liée à l'existence de terminaisons périnclinales, l'orientation moyenne reste toutefois proche de la linéation d'étirement (Fig.36-C). Dans le secteur de la synforme de Roquebrun, les axes de microplis sont un peu plus dispersées mais la plupart des directions sont environ E-W (Fig.36-D). Il a été impossible de distinguer sur le terrain les axes de pli P1 et P2. Dans l'unité de Ferrals-Malviès, le dispositif des linéations de crénulation et des

axes de micropli est analogue à celui de la zone de transition ou des Monts de Faugères avec une direction moyenne N80°E (Fig.36-E).

Dans les unités supérieures de la nappe de Pardailhan, on observe fréquemment les linéations d'intersections entre S0 et S1 et entre S1 et S2. Dans cette région S2 est une schistosité de fracture; sur le plan S1 la linéation d'intersection entre S1 et S2 correspond exactement à l'intersection de deux familles de plans (Fig.35). Dans l'unité de Lucarnis-Naudet, les directions de la linéation de crénulation et l'axe de micropli constituent deux groupes d'orientations distinctes N15°E et N80°E (Fig.36-F), comme dans le cas de la linéation d'étirement (Fig.31-F). Dans l'unité de Camplong-Poussarou, les directions de linéations d'intersection sont N20°E et les axes de microplis sont presque E-W (Fig.36-G). Les orientations des unes et des autres sont donc les mêmes que dans l'unité de Lucarnis-Naudet.

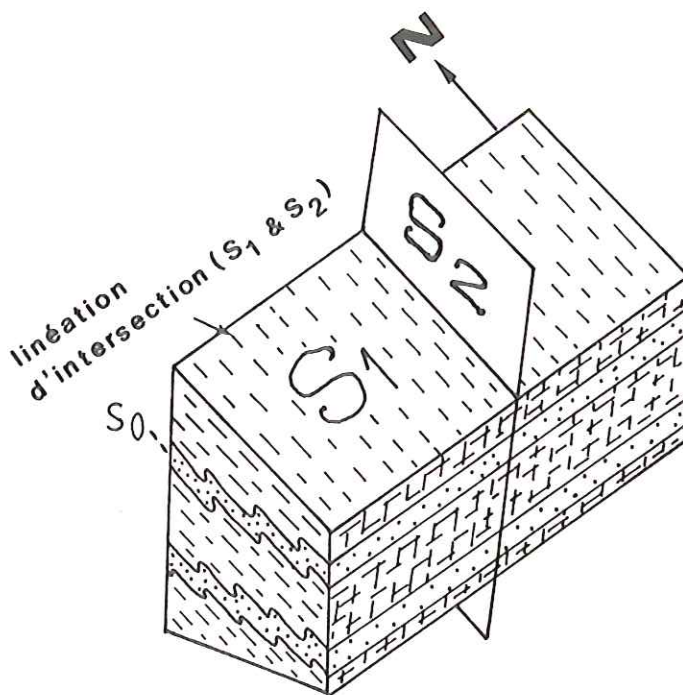
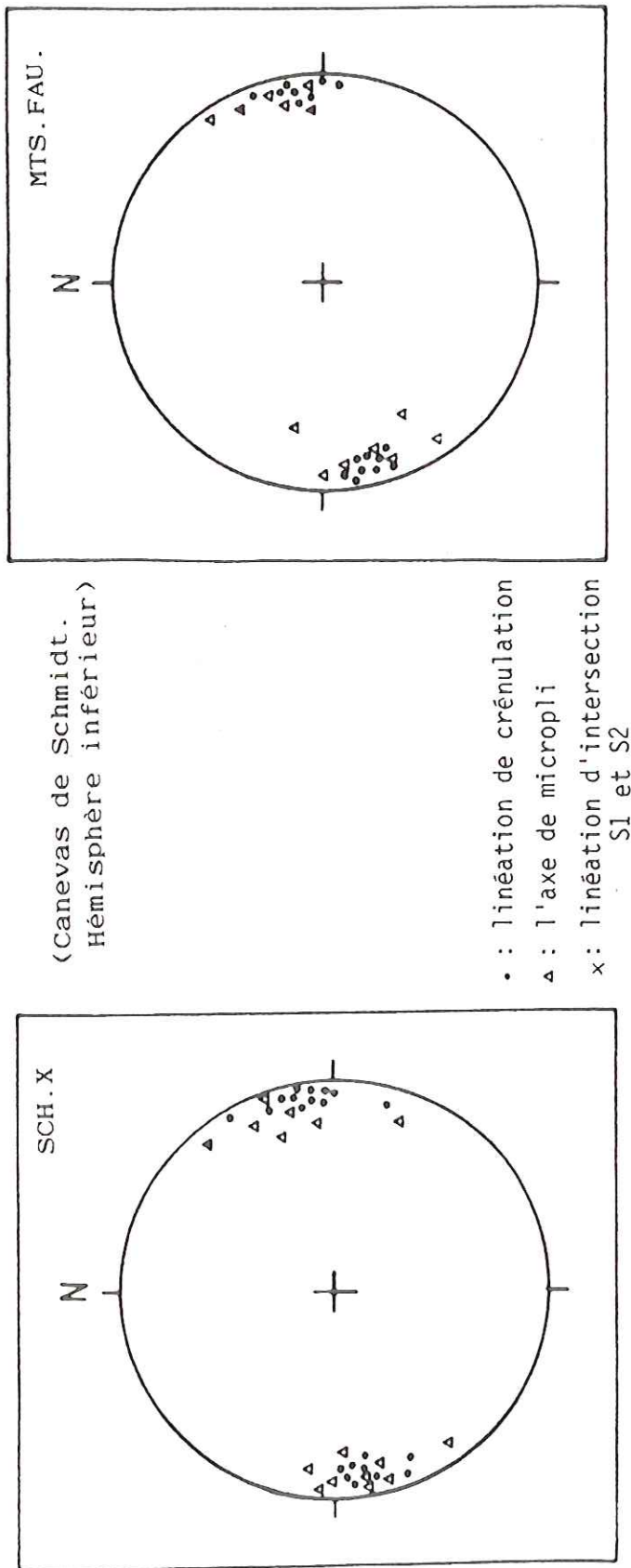


Fig.35 Relation entre S1 et la schistosité de fracture S2 dans la partie supérieure de la nappe de Pardailhan.



A

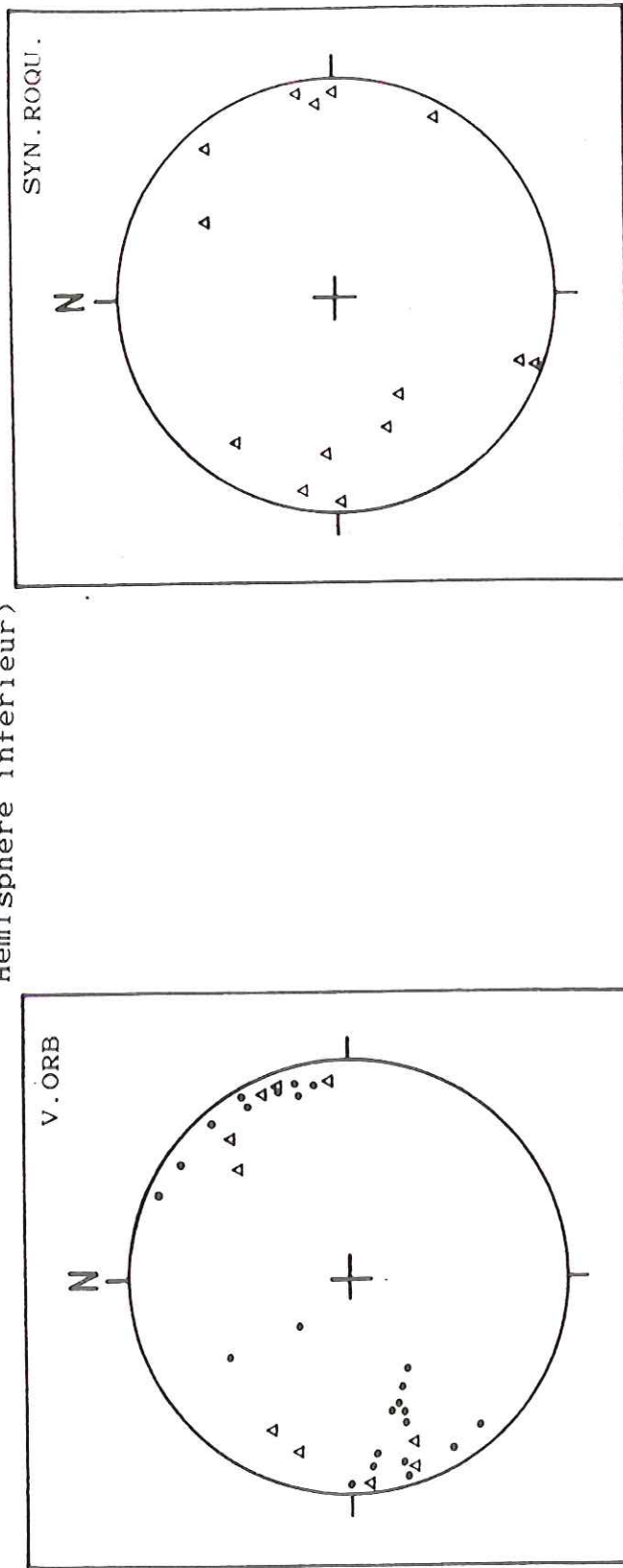
Les linéations de crénulation et les axes de microplis dans la zone de transition. Microplis P2 et crénulations sont sub-parallèles à la linéation d'étirement sauf exception locale ou l'obliquité enclinai-son peut atteindre 20° ce qui atteste de la postériorité des P2 par rapport à la linéation d'étirement.

B

Les linéations de crénulation et les axes de microplis P2 et P1 dans la nappe des Monts de Faugères. Elles sont voisines de N80°E. Les axes de P1 et P2 sont parallèles à la linéation d'étirement en raison de la transposition P2 et P1.

FIG. 36

(Canevas de Schmidt.
Hémisphère inférieur)

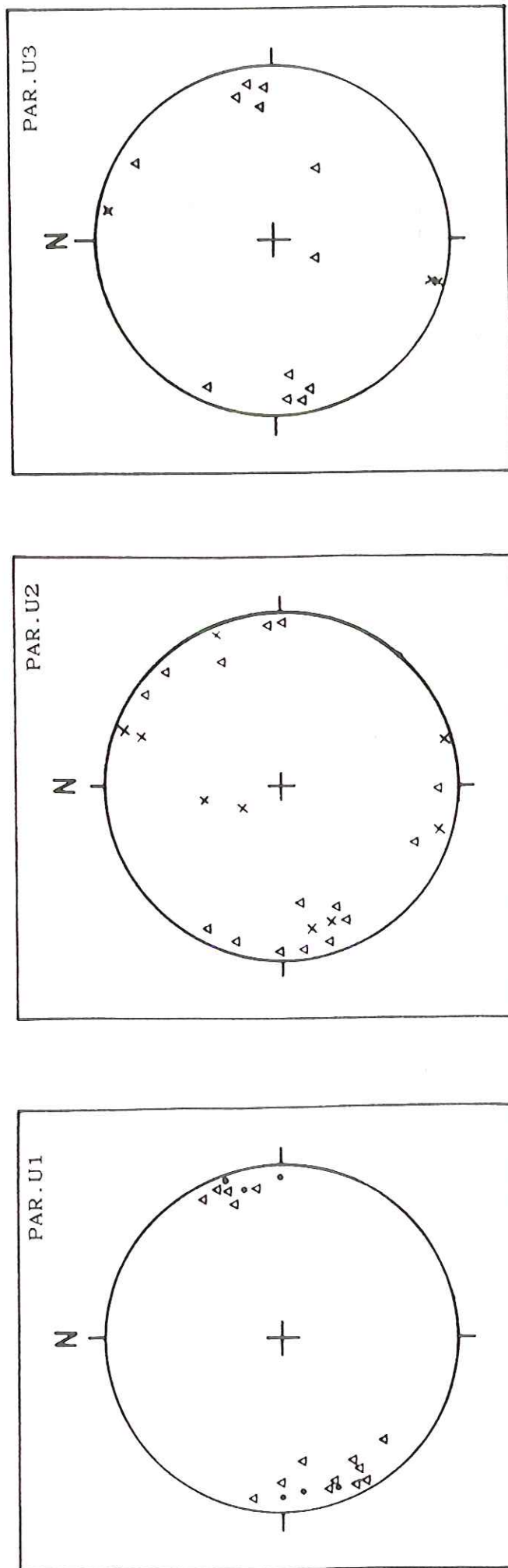


C
Les linéations de crénulation et les axes de microplis dans le secteur de la vallée de l'Orb. On constate une légère dispersion qui peut être liée à l'existence de terminaisons périclinales l'orientation moyenne reste toutefois proche de la linéation d'étirement.

D

Les axes de micropli dans le secteur de la synforme de Roquebrun. Elles sont un peu plus dispersées mais plupart de ses direction sont vers E-W. Il a été impossible de distinguer sur le terrain les axes de pli p1 et p2.

Fig. 36



E
Les linéations de crénulation et les axes de micropli dans l'unité de Ferrals Malviès. Le dispositif y est analogue à celui de la zone de transition du des Monts de Faugères avec une direction moyenne N80°E.

F
Les linéations d'intersection et les axes de micropli dans l'unité de Lucarnis-Naudet. Comme dans le cas des linéations d'étirement, on distingue deux groupes d'orientation distincts N45 et N80 en moyenne.

G
Les linéations d'intersection et les axes de micropli dans l'unité de Camplong-Poussarou. Les directions de linéation d'intersection sont N20°E et les axes de micropli sont presque E-W. Même disposition que dans l'unité de Lucarnis-Naudet.

FIG.36

Les direction des axes de plis, sont généralement proche d'Est-Ouest (050° à 120° E) dans toute la région. Mais plus particulièrement dans le secteur de la synforme de Roquebrun, les directions sont dispersées en raison des interférence avec les plis tardifs (Fig.36-D). Quelquefois on peut observer des plis à axes courbes. Deux exemples en sont présentés ci-dessous Fig.37 et 38).

La dispersion des directions d'axe, l'angle de séparation et la ligne de glissement sont évalués suivant la méthode de Hansen (1971). Dans les plis à axe courbe (Fig.37-A), la dispersion axiale varie de 260° à 360° , l'angle de séparation est d'environ 60° et la ligne de glissement est dirigée vers le NNW (Fig.37-B). Dans le pli de la Fig.38-A, la dispersion axiale varie de 200° à 270° , l'angle de séparation est d'environ 110° et la ligne de glissement est dirigée vers SSE (Fig.38-B). Ces direction de glissement sont presque perpendiculaires à la direction de la linéation d'étirement. Il s'agit donc vraisemblablement d'axes de plis courbés par des glissements tardifs d'axe NNW-SSE mais dont la vergence demande à être précisée.

En conclusion, la linéation de crénulation et la plupart des axes des plis ont une direction Est-Ouest mais dans certains secteurs, par exemple la synforme de de Roquebrun et la vallée de l'Orb, les linéations sont un peu plus variables. Par contre la linéation d'intersection entre S1 et S2, dans la partie supérieure de la nappe de Pardailhan, est généralement orientée Nord-Sud.

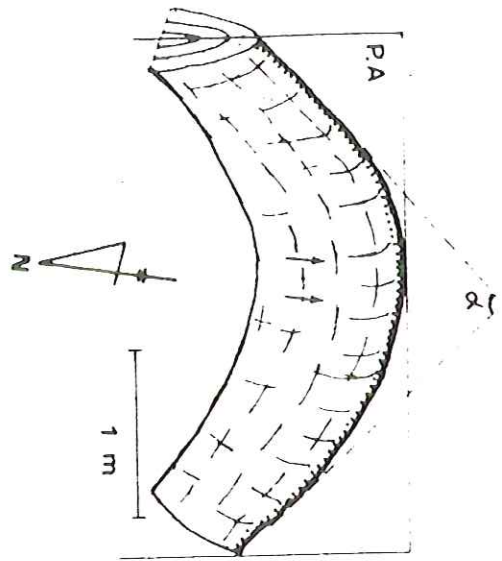
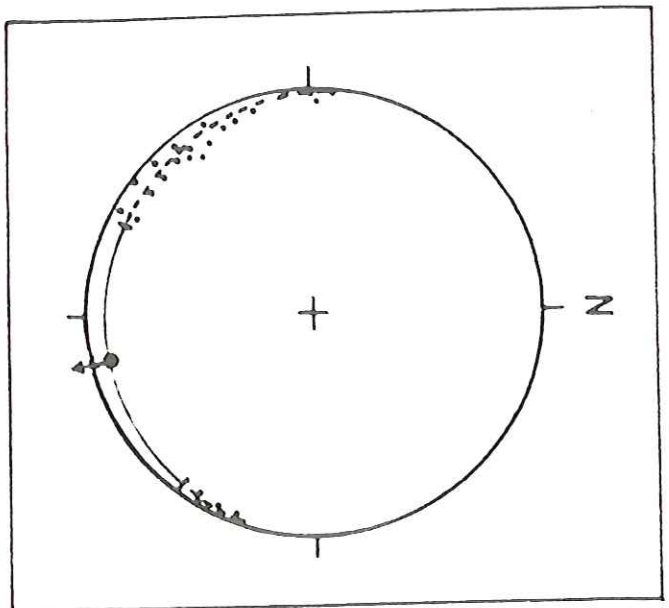


Fig. 38 Schéma d'un pli à axe courbe situé à 1 km à l'Est du Pin (A) et représentation stéréographique des éléments géométriques de ce pli (B).
P.A. : plan axial; δ : angle de séparation; la flèche indique la ligne de glissement.



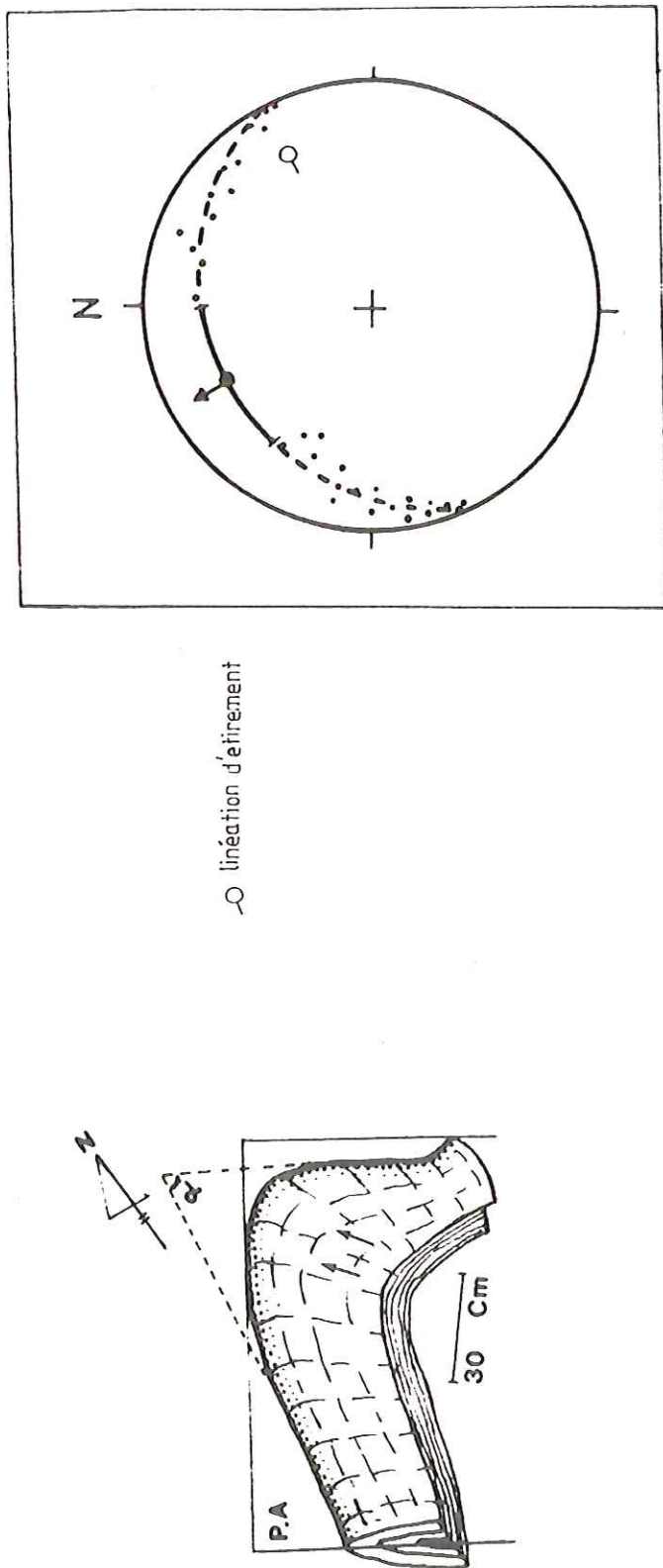


Fig. 37 Schéma d'un pli à axe courbe situé à 1 km à l'ESE de Vieussan (A) et représentation stéréographique des éléments géométriques de ce pli (B).
 P.A. : plan axial; α : angle de séparation; le flèche indique la ligne de glissement.

III-3. LES DEFORMATIONS POLYPHASEES

Dans le versant sud de la Montagne Noire, on peut reconnaître la superpositions de plusieurs phases de plissement. Elles ont pour effet de réorienter les directions de schistosité et de linéation. On peut distinguer trois phases de plissement par la morphologie des plis et les figures d'interférence.

Dans la zone de transition (Schistes X), la première phase de plissement (P1) est représentée par des plis isoclinaux dont le plan axial très redressé est parallèle à S1 (Fig.39-B et D) et dont l'axe est subhorizontal. Ces plis (P1) sont replissés par la deuxième phase de plis (P2) qui correspond à des plis asymétriques à plans axiaux subverticaux mais à vergence apparente vers le Nord (Fig.39-A,B et C) et à axes subhorizontaux. Les directions d'axes de P1 et P2, en général, sont parallèles. On peut observer souvent des replis de type 3 (J. Ramsay (1967)) (Fig.40-C) dus à des plis superposés homoaxiaux. Dans cette région, une troisième phase de plissement (P3) est caractérisée par des plis ouverts synschisteux à plan axial subhorizontal (Fig.39-D). On peut supposer que des mouvements différentiels entre la zone axiale et la zone des nappes associés à des déplacements gravitaires sont responsable de cette schistosité locale subhorizontale et des plis P3 (Fig.41).

Dans la partie Nord de la nappe des Monts de Faugères, le secteur de vallée de l'Orb et l'unité de Ferrals-Malviès, les plis isoclinaux se forment pendant la première phase de plissement (P1) (Fig.40 et 42). Après cette tectonique il se produit des plis (P2) à plan axial subvertical orientés E-W ou 060°E dont l'effet le plus évident est de replisser les plis isoclinaux (P1). Ces plis (P2) sont plus serrés que dans la partie supérieure des nappes et sont de

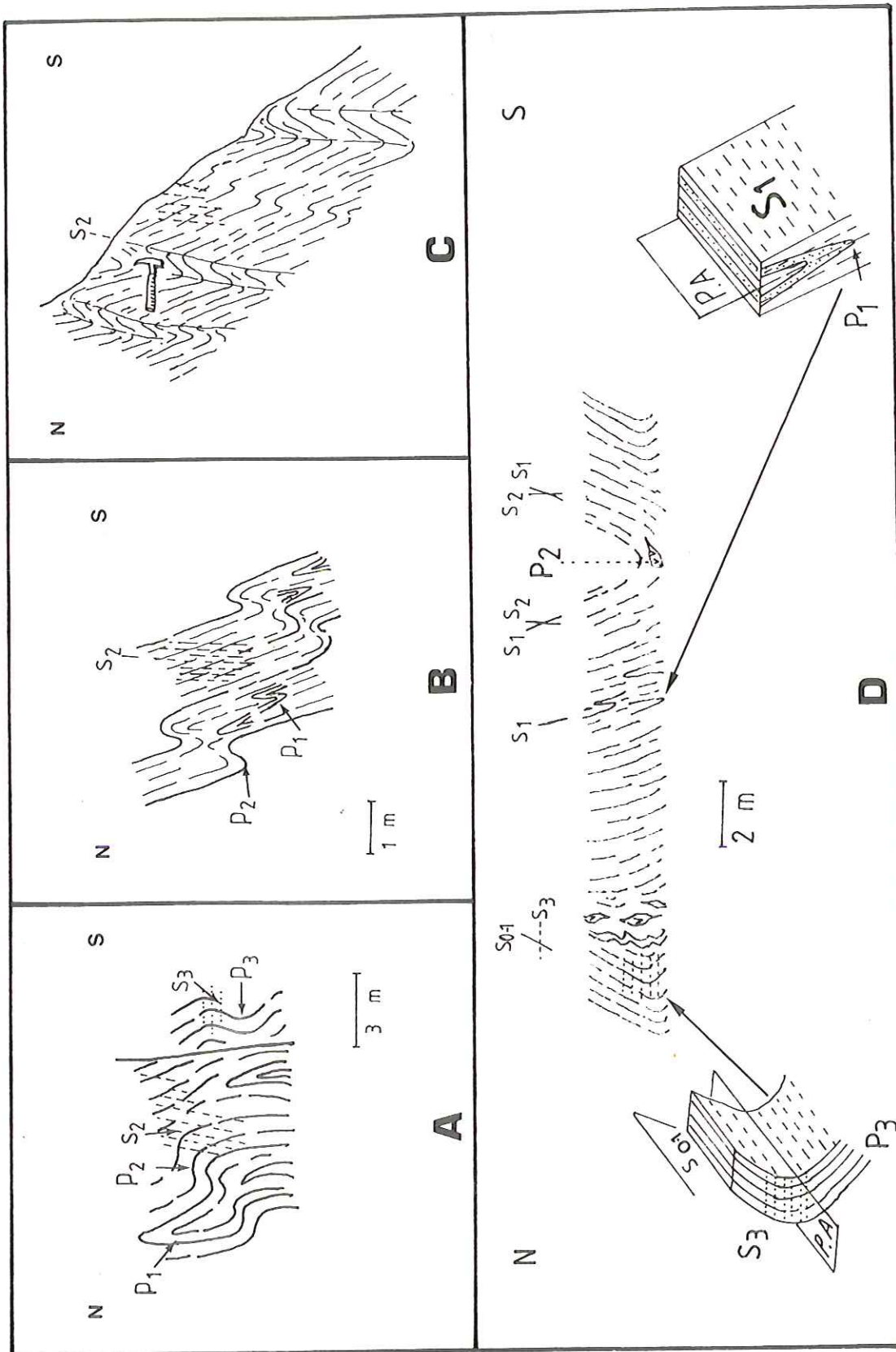


Fig.39 Quelques exemples de plis dans la zone de transition (Schistes X).
 A : Un pli isoclinal (P_1) est replisé par un P_2 ; B : P_1 est replisé par P_2 qui est un pli asymétrique à vergence Nord ; C : P_2 à vergence Nord ; D : Exemple de coupe montrant l'association de P_1 , P_2 et P_3 .

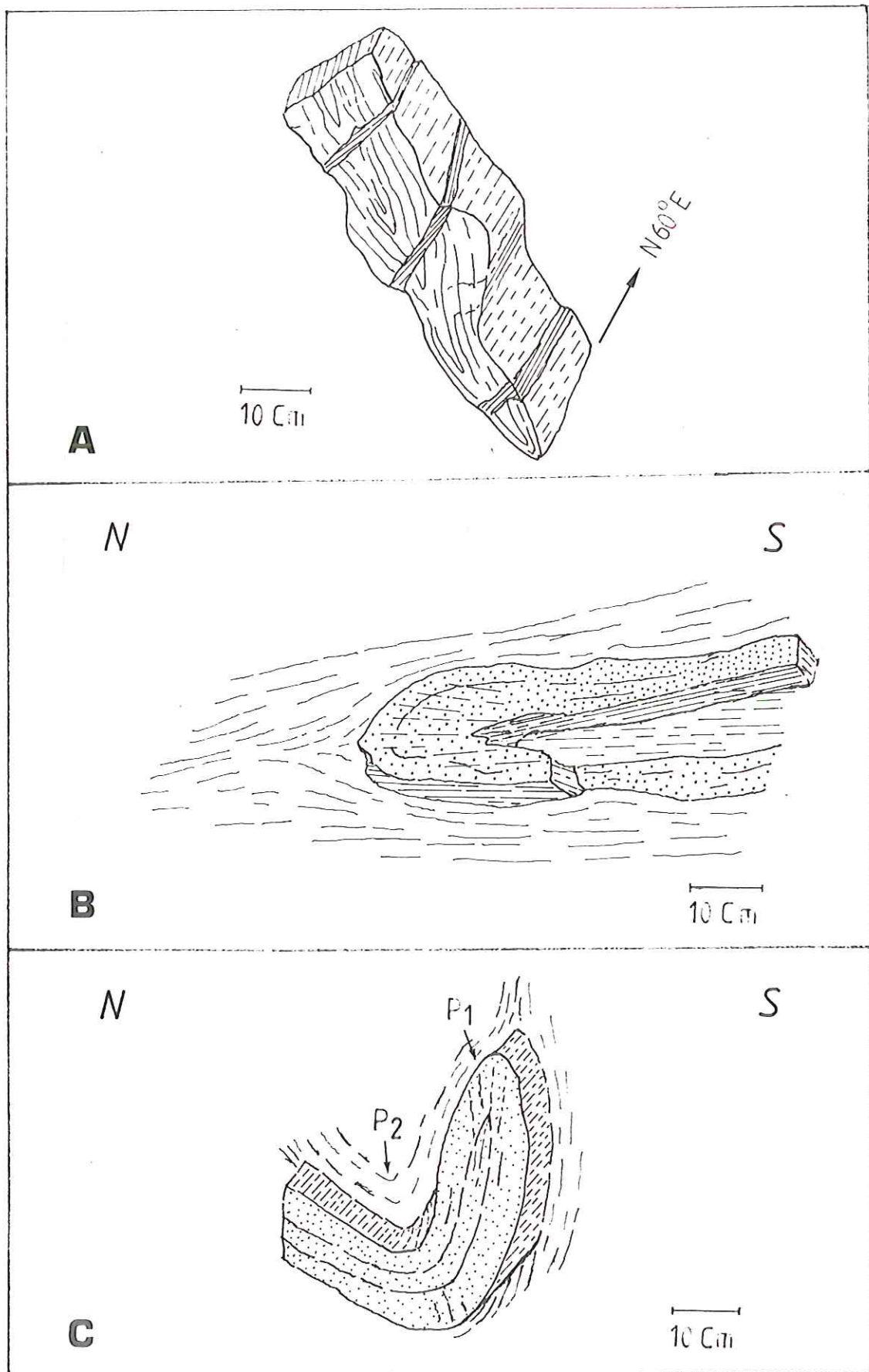


Fig.40 Différents styles de plis P1. A : pli isoclinal observé à 800 m l'Ouest de Malviès; B : pli isoclinal observé près de Ceps; C : plis P1 et P2 superposés observés à 1,5 km au SWS de Vieussan.

style semblable.

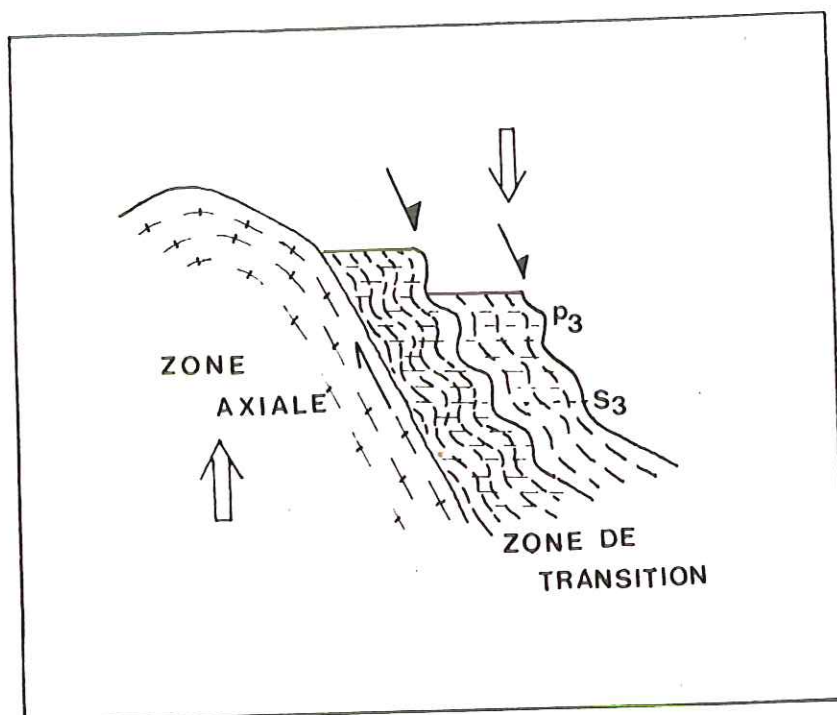


Fig.41 Schéma de formation de pli P3.
Le soulèvement de la zone axiale provoque la formation de pli P3 et schistosité S3 par plissement gravitaire de la zone de transition.

Près du Moulin de Grais, on observe en une coupe continue le contact basal de la nappe du Mont Peyroux sur la nappe des Monts de Faugères (Fig.42). Cette coupe est sensiblement oblique par rapport à la vergence des structures, mais elle permet une observation fine des relations entre les contacts cisailants, les plis P1 et la foliation associée.

La linéation d'étirement matérialisée par des structures d'étirement microscopiques (radiolaires, "pressure shadow") et macroscopiques (galets étirés dans l'olistostrome Viséen etc...), y est orientée N80°E de façon constante et la déformation non-coaxiale associée indique une vergence ENE. (cf. Chapitre V-3)

Dans la partie basale de la nappe du Mont Peyroux, on assiste à la transposition progressive de S0 par S1 lorsque l'on s'approche

du contact. En effet, les spectaculaires plis synschisteux deviennent rapidement isoclinaux. Leur direction axiale, matérialisée par la linéation d'intersection et les microplis d'entraînement, d'abord oblique (15°) se parallélise rapidement à la linéation d'étirement. Près du contact des deux nappes, il devient impossible de les distinguer.

On a là une explication satisfaisante du parallélisme constant de la linéation d'étirement et d'une partie au moins des axes de plis, ces derniers sont en effet réorientés progressivement par étirement ductile. Cette réorientation est d'autant plus marquée que l'on se trouve dans un domaine soumis à un cisaillement intense (base d'unité par exemple).

Dans la partie Sud de la nappe des Monts de Fauères, le secteur de la synforme de Roquebrun et les unités moyenne et supérieure de la nappe de Pardailhan, on observe souvent des plis couchés (P1) d'échelle mégascopique, mésoscopique ou microscopique. Ces plis (P1) sont replissés par la deuxième phase de plissement (P2) qui produit des plis droits de direction axiale E-W. Ce replissement réoriente quelquefois l'axe des P1 dont la direction est dispersée et le pendage redressé.

Si l'on considère les effets de la phase de plissement P1 dans l'ensemble du domaine étudié, elle donne des plis isoclinaux dans la zone de transition, la partie Nord de la nappe des Monts de Fauères, le secteur de vallée de l'Orb et l'unité de Ferrals-Malviès. Par contre, dans la partie Sud de la nappe des Monts de Fauères, le secteur de la synforme de Roquebrun, l'unité de Lucarnis-Naudet et l'unité de Camplong-Poussarou, les plis P1 sont des plis couchés à plan axial subhorizontal.

Au pont de Poussarou, le célèbre pli couché qui affecte les

schistes noduleux Acadiens et les calcaires Georgiens présente un axe de direction $N100^{\circ}E$ matérialisé par l'intersection de S0 et de S1 subhorizontale (Fig.43). Le long de la route St Chinian - St Pons qui suit approximativement le plan axial du pli, on peut constater que les nodules, initialement couchés dans la stratification, ont subi une constriction subverticale (Fig.43).

L'examen attentif de la schistosité ne permet de déceler aucune linéation d'étirement, la déformation correspond donc à un aplatissement pur, fait confirmé par l'examen des taches de réduction parfaitement circulaires dans le plan de S1. L'absence de linéation d'étirement caractérise la zone qui voit, au sein de la nappe de Pardailhan, le passage de la linéation $N60^{\circ}-80^{\circ}E$ à la linéation $N10^{\circ}-20^{\circ}E$. Dans ce domaine la déformation est en aplatissement pur ($X=Y$).

Les plis isoclinaux ne permettent habituellement pas de déterminer un sens de déversement. Bien que la géométrie de la schistosité associée diffère selon les secteurs : S1 est subverticale dans la zone de transition et le bord Nord des nappes, subhorizontale dans la partie Sud des nappes et les unités moyenne et supérieure de la nappe de Pardailhan, il est probable que ces plis précoces (P1) se soient formés durant un seul et même épisode responsable de la mise en place des nappes.

Cette première phase de déformation est reprise par une deuxième phase de plissement qui correspond à un serrage selon une direction N-S. Dans la zone de transition, elle est responsable de plis apparemment déversés vers le Nord. Dans cette région, pour F.Arthaud (1970), ces plis asymétriques à vergence Nord sont considérées comme des replis P1 correspondant aux flancs inverses de plis couchés. En fait, ces plis sont des P2 replissant une

arguments?

schistosité (S1 ou S0-1) et des plis isoclinaux (P1).

La synforme de Ferrals-Malviès est classiquement considérée comme une tête plongeante liée à la mise en place des nappes (F. Arthaud, 1970, M. Mattauer et al. 1966). Mais une analyse détaillée montre que cette synforme plisse une S0-1, par ailleurs, dans son flanc Sud on peut observer des plis isoclinaux replissés (par ex. à 800 m l'Ouest de Malviès, Fig.40-A), ce qui montre qu'il s'agit également d'une structure P2. D'un façon générale, le style et l'intensité de la déformation liée aux différentes phases varient d'un endroit à l'autre au sein de l'édifice de nappes. Les unités inférieures en particulier, sont beaucoup plus intensément déformées par les plis P2 que les unités les plus élevées. La figure 44 résume cette évolution pour les trois épisodes majeurs.

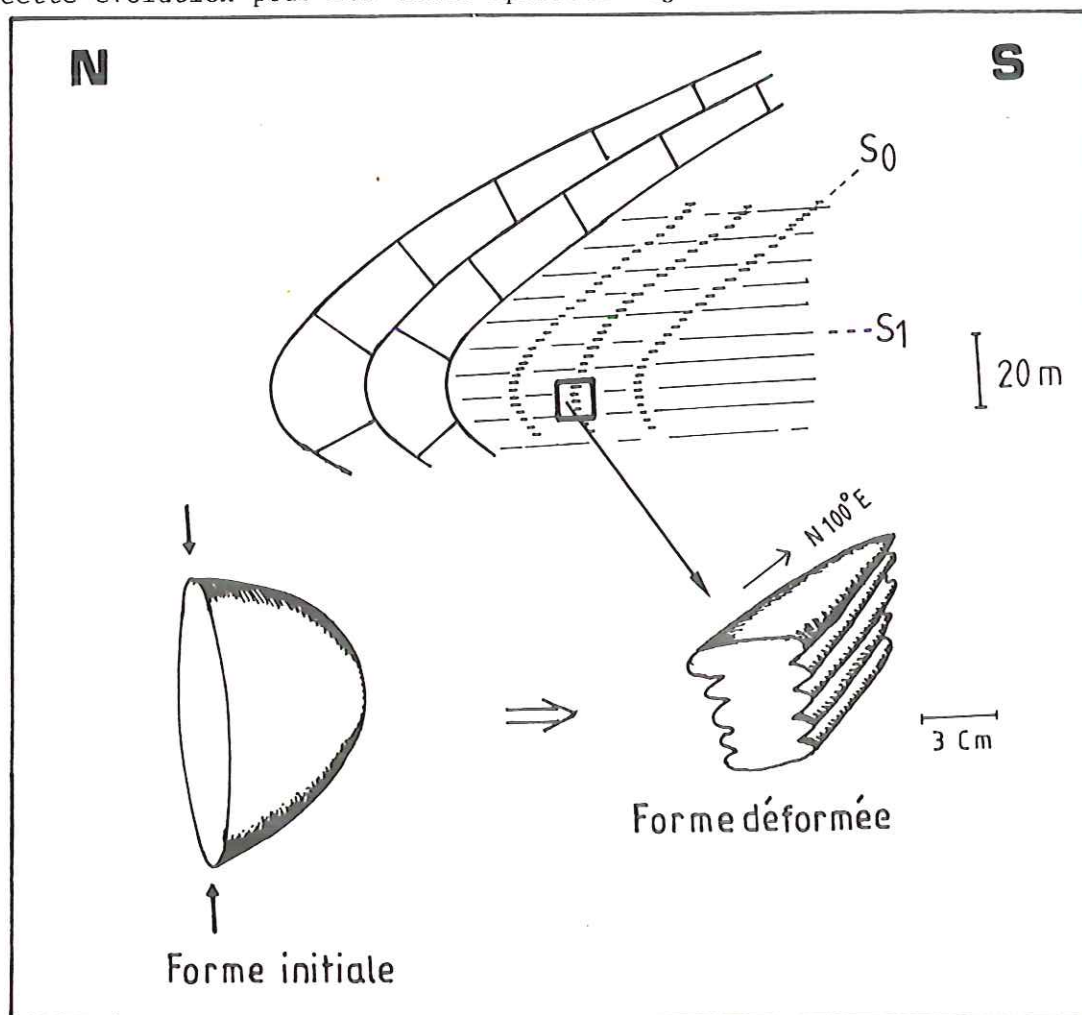


Fig.43 Schéma illustrant l'applatissage pur dans le charnière d'un pli couché (près de pont de Poussarou),

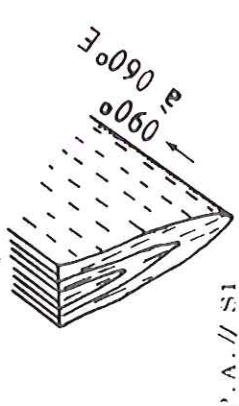
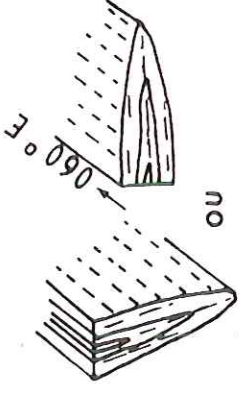
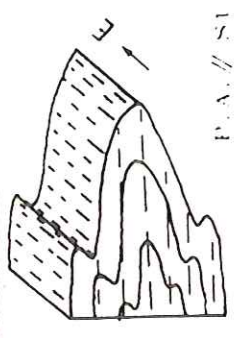
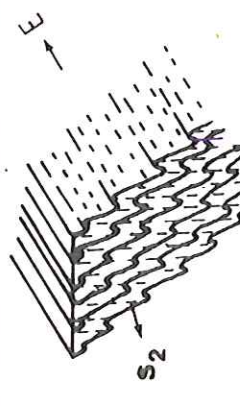
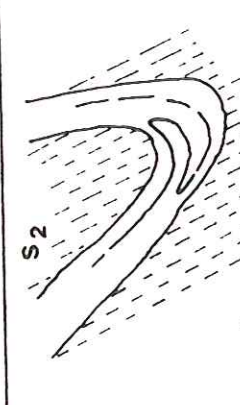
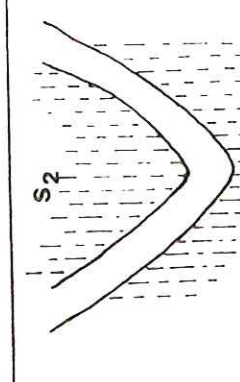
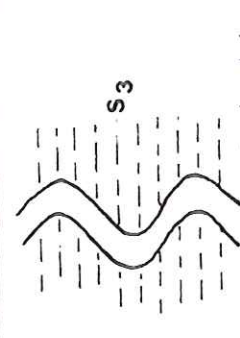
	Zone A	Zone B	Zone C
Phase de plissement 1	 <p>P.A. // S1 pli isoclinal</p>	 <p>P.A. // S1 pli isoclinal</p>	 <p>P.A. // S1 pli couché</p>
Phase de plissement 2	 <p>P.A. // S2 pli asymétrique</p>	 <p>P.A. // S2 pli déversé</p>	 <p>P.A. // S2 pli droit</p>
Phase de plissement 3	 <p>P.A. horizontal pli ouvert</p>		

Fig.44 Style des plis liés aux différentes phases de plissement.

Zone A : Zone de transition (Schistes X); Zone B : Partie Nord de la nappe des Monts de Faugères, Secteur de vallée de l'Orb et Unité de Ferrals-Malviès; Zone C : Partie Sud de la nappe des Monts de Faugères, secteur de la synforme de Roquebrun et Unités moyenne et supérieure de la nappe de Paradailhan.

CHAPITRE IV. ETUDE DE LA DEFORMATION FINIE

IV-1. MESURE DE L'ELONGATION DE CRINOIDES
TRONÇONNES

IV-2. METHODE DE R_f/ϕ

IV-3. METHODE DE FRY

IV-4. CONCLUSION A L'ETUDE DE LA DEFORMATION

CHPITRE IV. ETUDE DE LA DEFORMATION FINIE

La transformation que subit une roche entre son état initial non déformé et son état final déformé peut se décomposer en trois éléments : une translation, une rotation et un changement de forme (Means, W.D. 1976). C'est le changement de forme que l'on appelle déformation ("strain"). On décrit la déformation par la transformation d'une sphère en un ellipsoïde appelé ellipsoïde de déformation.

L'ellipsoïde de déformation a, comme tout ellipsoïde, trois plans de symétrie orthogonaux. Ces plans s'intersectent selon trois axes correspondant aux trois axes principaux de la déformation (X,Y,Z).

L'axe X correspond à la direction principale d'allongement, l'axe Z à la direction principale de raccourcissement et l'axe Y représente la direction intermédiaire. La déformation finie correspond à chaque instant, à la somme des déformations infinitésimales précédentes. La déformation finie totale ("Bulk finite strain") correspond à l'état final de la déformation.

La déformation finie dans les Nappes du Versant Sud de la Montagne Noire a été étudiée au moyen des méthodes suivantes :

Méthodes

- mesure de l'allongement fini au moyen d'éléments de tiges de crinoïdes tronçonnés (Ramsay, 1967, Ramsay et Huber, 1983).
- analyse de la déformation des grains de quartz par la méthode du rapport R_f/ϕ (Ramsay, 1967, Dunnet, 1969, Elliot, 1970, Dunnet et Siddans, 1971).
- mesure de la déformation des radiocraies par la méthode de Fry

(1979).

IV-1. MESURE DE L'ELONGATION DE CRINOIDES TRONÇONNES

Dans les niveaux supérieurs de la série Dévonienne, les articles de crinoïdes sont abondants. Dans la schistosité S0-1, ces objets rigides sont fréquemment tronçonnés ce qui permet une approche simple de la mesure de l'allongement fini. Pour cette méthode, il faut au minimum deux crinoïdes tronçonnés orientés dans différentes directions sur ^{un} même affleurement. Les échantillons utilisés ont été choisis à 1,3 Km NEE du village Aigues-Vives dans la nappe des Monts de Faugères (Fig.45, N° d'échantillon 221) et à 500 m NE du village de Vieussan dans la nappe du Mont Peyroux (Fig.46, N° d'échantillon 40).

La relation employée (Ramsay, 1967, 1983) utilise comme paramètres : l'elongation quadratique réciproque telle que $\lambda' = 1/\lambda$ avec $\lambda = (1+e)^2$ et $e = (l_1 - l_0)/l_0$, et l'angle ϕ entre la linéation d'étirement et le grand axe du fragment de crinoïde.

Pour chaque point (N° 221 et N° 40), il est possible de calculer λ'_1 et λ'_2 telle que ; $\lambda'_A = 0,36$, $\lambda'_B = 0,46$, $\phi'_A = 7^\circ$ et $\phi'_B = 20^\circ$ dans N° d'échantillon 221 et $\lambda'_A = 0,34$, $\lambda'_B = 0,51$, $\phi'_A = 0^\circ$ et $\phi'_B = 36^\circ$ dans N° d'échantillon 40 (Tableau 1).

$$(1) \quad \begin{cases} \lambda'_A = \lambda'_1 \cos^2 \phi'_A + \lambda'_2 \sin^2 \phi'_A \\ \lambda'_B = \lambda'_1 \cos^2 \phi'_B + \lambda'_2 \sin^2 \phi'_B \end{cases}$$

(Ramsay, 1967)

La résolution obtenue par l'équation (1) donne $\lambda'_1 = 0,34$ et $\lambda'_2 = 1,33$ dans l'échantillon N°221 et $\lambda'_1 = 0,34$ et $\lambda'_2 = 0,83$ dans l'échantillon N°40 (Tableau 1). Ces résultats permettent de calculer l'extension principale, autrement dit $1+e_1 = \sqrt{1/0,34} = 1,71$ et $1+e_2 =$

$\sqrt{1/1,33} = 0,87$ pour le N°221 et $1+e_1 = \sqrt{1/0,34} = 1,71$ et $1+e_2 = \sqrt{1/0,83} = 1,09$ pour le N°40. Les rapports axiaux de l'ellipse déformée (Rf), c'est à dire $(1+e_1)/(1+e_2) = X/Y$ pour chaque point sont Rf=1,97 (N°221) et Rf=1,57 (N°40).

En conclusion, le rapport des axes X et Y de l'ellipsoïde de déformation finie de la nappe des Monts de Faugères au point 221 est plus grand que celui de la nappe du Mont Peyroux au point 40.

éléments N° de d'échantillon		l_0	l_1	ϕ'	λ'	λ'_1	λ'_2	$1+e_1$	$1+e_2$	Rf
N°40	a	0,7	1,2	0°	0,34	0,34	0,83	1,71	1,09	1,57
	b	12,5	17,5	36°	0,51					
N°221	a	3,0	5,0	7°	0,36	0,34	1,33	1,71	0,87	1,97
	b	4,0	5,9	20°	0,46					

Tableau 1 Elements pour la mesure de l'elongation des crinoïdes tronçonnées.

- 2 mesures -

- 1 perpendiculaire -

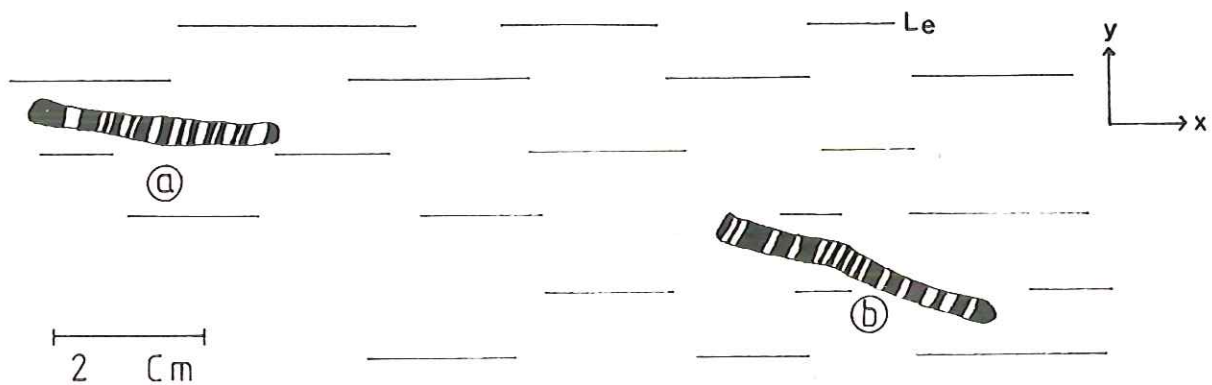


Fig.45 Crinoïdes tronçonnées pour la mesure de l'elongation à 1,3 km au NEE de village Aigues-Vives dans la nappe des Monts de Faugères (N°221).

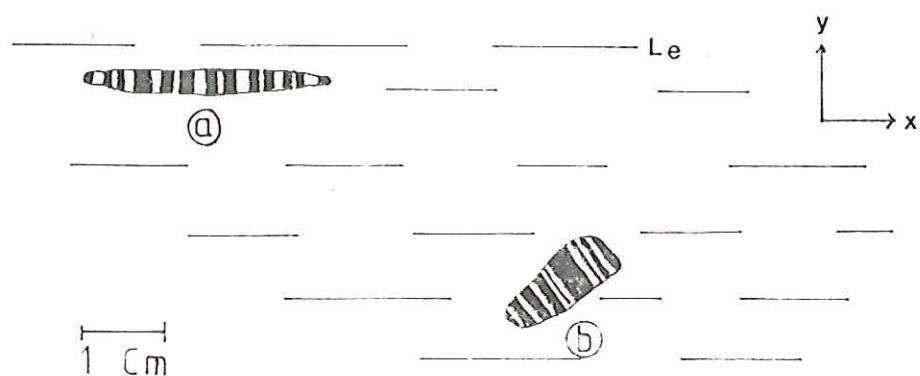


Fig.46 Crinoïdes tronçonnées pour la mesure de l'elongation à 500 m au NE de Vieussan dans la nappe du Mont Peyroux (N°40).

IV-2. METHODE DE R_f/ϕ

Pour comparer la déformation finie d'une unité à l'autre, on a utilisé comme marqueurs les grains de quartz dans les grès de composition semblable. La méthode employée a pour principal avantage de prendre en compte la forme initiale des objets déformés assimilés ici à des ellipses. Elle est basée sur les relations qui existent pour une section donnée entre le rapport de l'ellipse initiale (R_i), le rapport axial de l'ellipse déformée (R_f), le rapport axial de l'ellipse de déformation (R_s) et l'angle entre le grand axe de l'ellipse déformée et le grand axe de l'ellipse de déformation (ϕ). Cette méthode a été établie théoriquement par Ramsay (1967), Dunnet (1969), Elliot (1970) et Dunnet et Siddans (1971).

La base théorique ~~de~~ ^{la} méthode de R_f/ϕ est la relation :

$$R_f = \left[\frac{\tan 2\theta (R_s^2 - \tan^2 \phi) - 2R_s \tan \phi}{\tan 2\theta (1 - R_s^2 \tan^2 \phi) - 2R_s \tan \phi} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

Dans le cas d'une répartition initiale aléatoire des ellipses non déformées, on considère que l'angle θ égale 45° en moyenne. Il en résulte l'équation réduite (2).

$$R_f = \left[\frac{\tan^2 \phi - R_s^2}{R_s^2 \tan^2 \phi - 1} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2) \quad (\text{Dunnet et Siddans, 1971})$$

Quand θ est plus grand que 45° R_f a une valeur minimum pour la valeur de ϕ obtenue en dérivant l'équation (1) et en faisant tendre $\frac{dR_f}{d\phi}$ vers zéro. Ce qui donne :

$$\tan \phi_{(\min R_f)} = \frac{1}{2R_s} \left[\tan 2\theta (R_s^2 + 1) \pm (\tan^2 2\theta (R_s^2 + 1)^2 + 4R_s^2)^{\frac{1}{2}} \right] \quad (3)$$

Peach et Listle (1979) ont établi un programme pour obtenir le rapport axial de l'ellipse de déformation (R_s), la moyenne harmonique de R_f et le vecteur ϕ moyen. La figure 47 représente le graphe obtenu par ce programme de calcul. La valeur retenue de R_s correspond à la moyenne harmonique obtenue en minimisant le paramètre χ^2 ("chi-square") de la distribution.

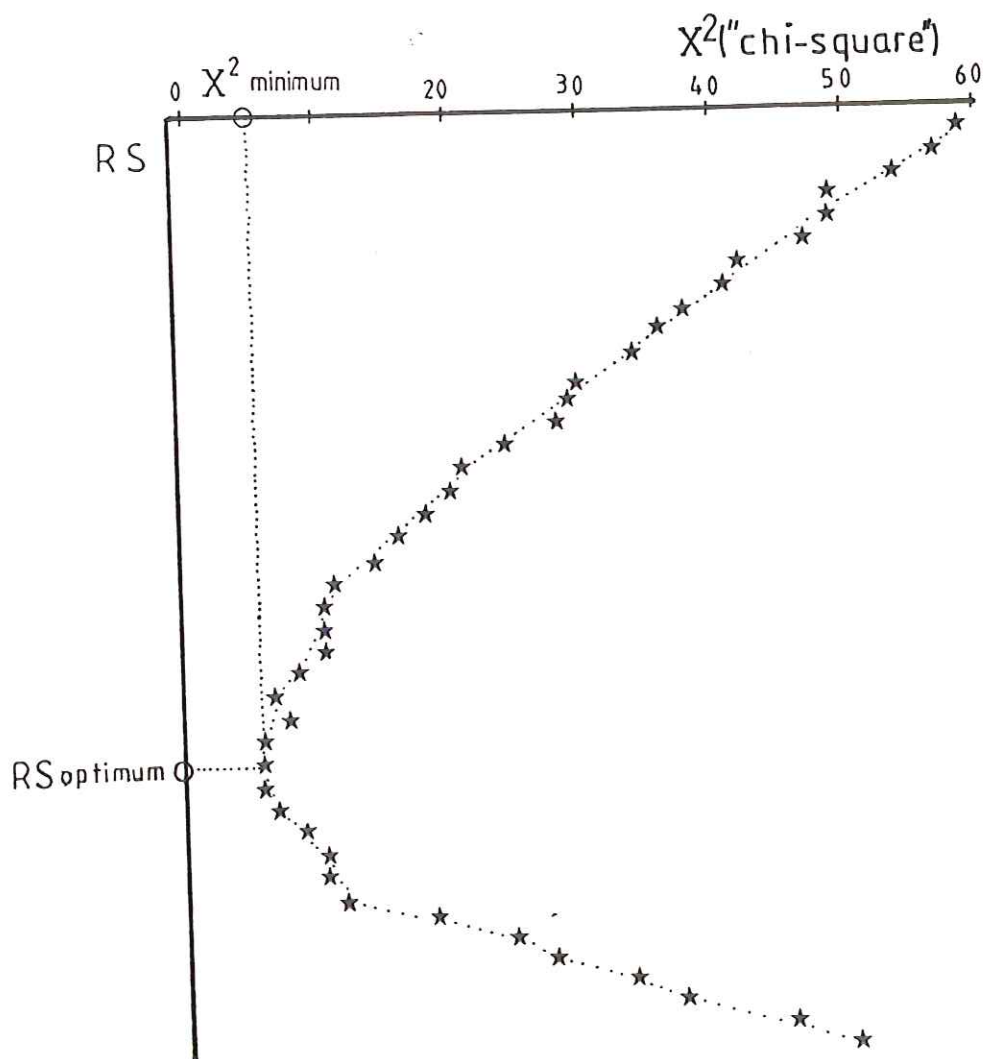


Fig.47 La valeur retenue de R_s correspond à la moyenne harmonique obtenue en minimisant le paramètre χ^2 ("chi-square") de la distribution.

Comme les limites des grains de quartz sont communément irrégulières, on utilise un rectangle enveloppe selon la méthode de Simigian et Starkey (1986) dans le plan XZ. L'angle ϕ est mesuré entre le plus grand axe du rectangle et la direction d'une ligne de référence (Fig.48).

Les valeurs du paramètre R_s (cf. annexe) ainsi obtenues sont reportées sur la carte de la figure 49. On constate que R_s est relativement élevé (1.6-2.5) près du contact redressé avec la zone axiale et dans le niveau inférieur des nappes tandis que les valeurs de R_s diminuent vers le haut. Dans la partie supérieure de la nappe de Pardailhan, là où la linéation a une direction N-S, la déformation est modérée ($R_s=1,4$). Il convient de noter que le passage de la linéation N-S à la linéation NNE-SSW s'effectue par un domaine "neutre", sans linéation exprimée sur le terrain. Dans ce domaine la déformation serait un aplatissement par $X=Y$.

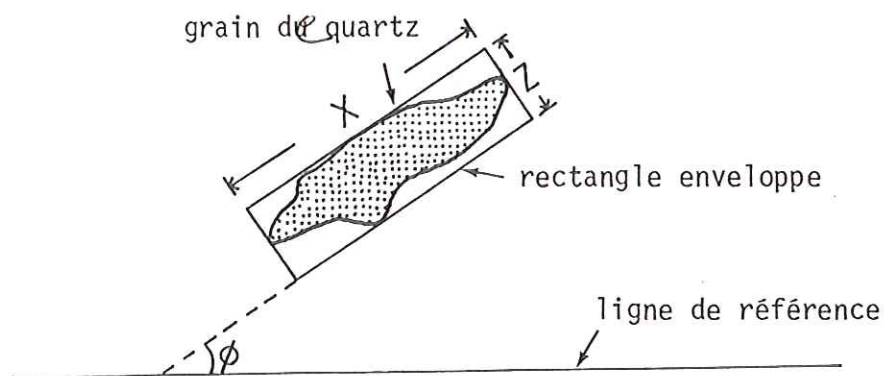


Fig.48 Schéma de détermination de la longueur de X, Z et l'angle ϕ .

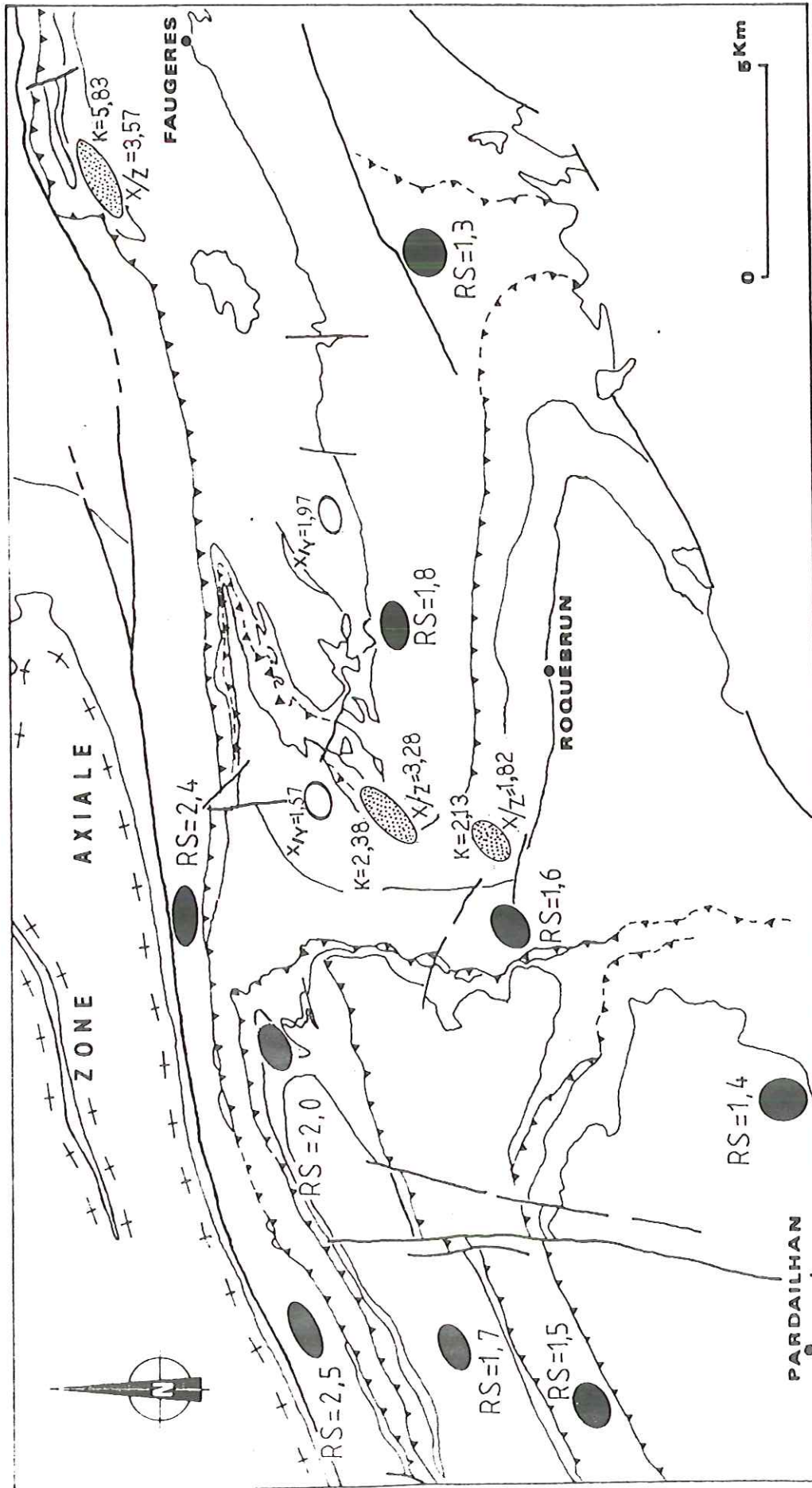


Fig.49 Rapport axial de l'ellipse de déformation (RS) sur le plan XZ par la méthode de R_f/\emptyset (ellipses noires), rapport de X/Z et K par la méthode de Fry (ellipses pointillées) et rapport de X/Y par la méthode de l'elongation des crinoïdes tronçonnés (ellipses blanches) dans chaque niveau des nappes.

IV-3. METHODE DE FRY.

Cette méthode proposée par N. Fry (1979) est dérivée de la méthode des plus proches voisins ou "centre à centre" ("nearest neighbour centre to centre technique", Ramsay, 1967). Sa principale caractéristique et originalité réside dans le fait qu'elle n'analyse pas la forme ou la distorsion des objets présents dans la roche mais la répartition des objets antétectoniques dans l'échantillon. Dans cette méthode, le marqueur analysé est donc abstrait et constitué par les segments de droites reliant les centres des objets.

Une méthode graphique et manuelle permet de déterminer les valeurs maximum parallèlement à X et minimum parallèlement à Z (X et Z étant les axes de l'ellipse de déformation dans le plan XZ, Hanna et Fry, 1979). Nous avons réalisé un programme de calcul effectuant automatiquement cette manipulation.

Cette méthode a été appliquée dans trois secteurs où des lydiennes Viséennes contenant des radiolaires déformés ont pu être prélevées. Pour chaque échantillon les mesures ont été effectuées dans le plan XZ et plan YZ pour déterminer la forme de l'ellipsoïde de déformation finie (Fig.50, Fig.51 et Fig.52).

Etats de la déformation

L'état de la déformation s'exprime par la forme de l'ellipsoïde de déformation. Par exemple des ellipsoïdes de déformation aplatis ou allongés correspondent à des états différents. Si aucun changement de volume n'intervient au cours de la déformation, les différents états sont représentés par le diagramme de Flinn (1965) (Fig.53). Dans ce diagramme le paramètre

$K = \frac{X/Y - 1}{Y/Z - 1}$ caractérise la forme de l'ellipsoïde et donc l'état de

81

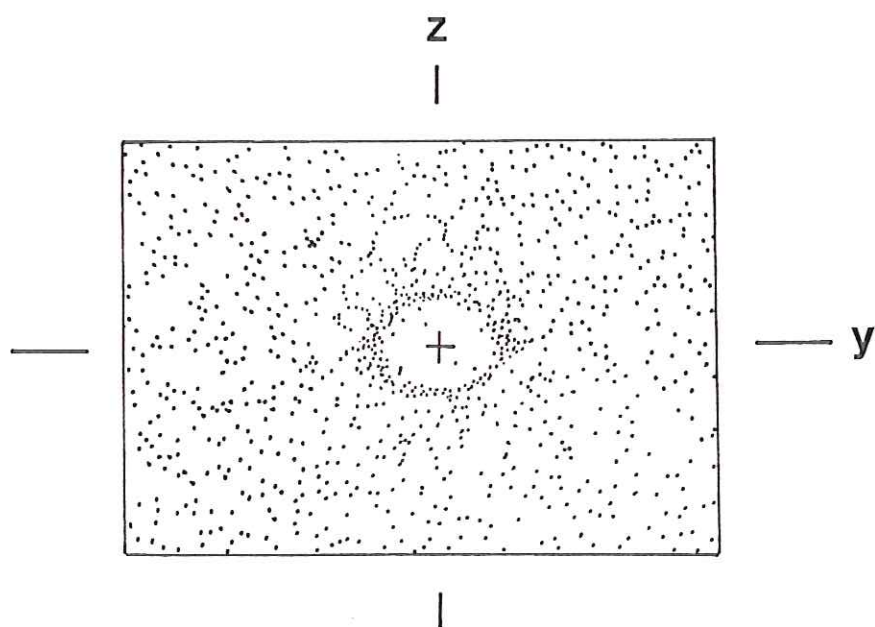
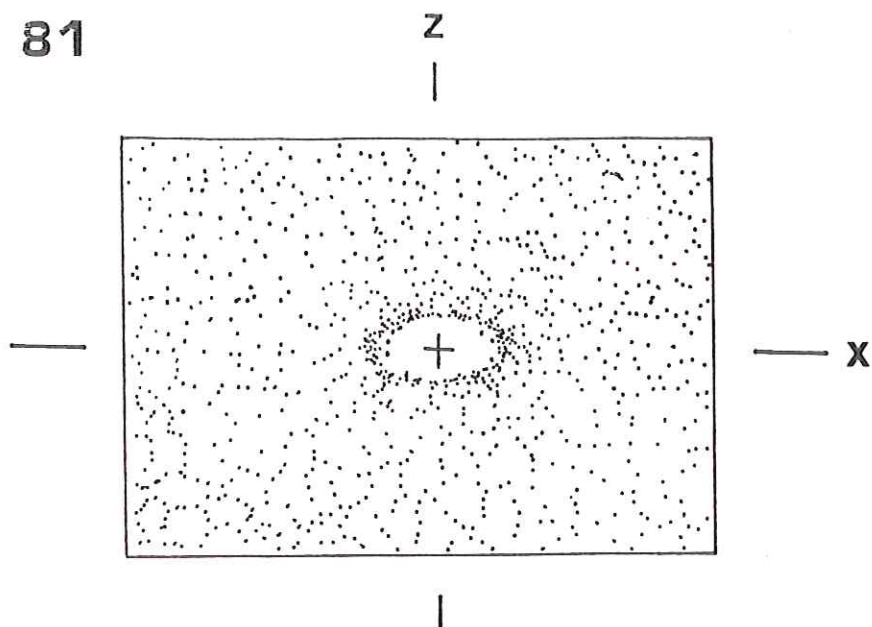


Fig. 50 Diagramme de la méthode de Fry sur les radiolaires déformées (échantillon N°81, à 500 m SWS de Ceps).

(A) : Sur le plan XZ, 67 mesures, $X : Z = 2,13 : 1$

(B) : Sur le plan YZ, 59 mesures, $Y : Z = 1,33 : 1$

M 100

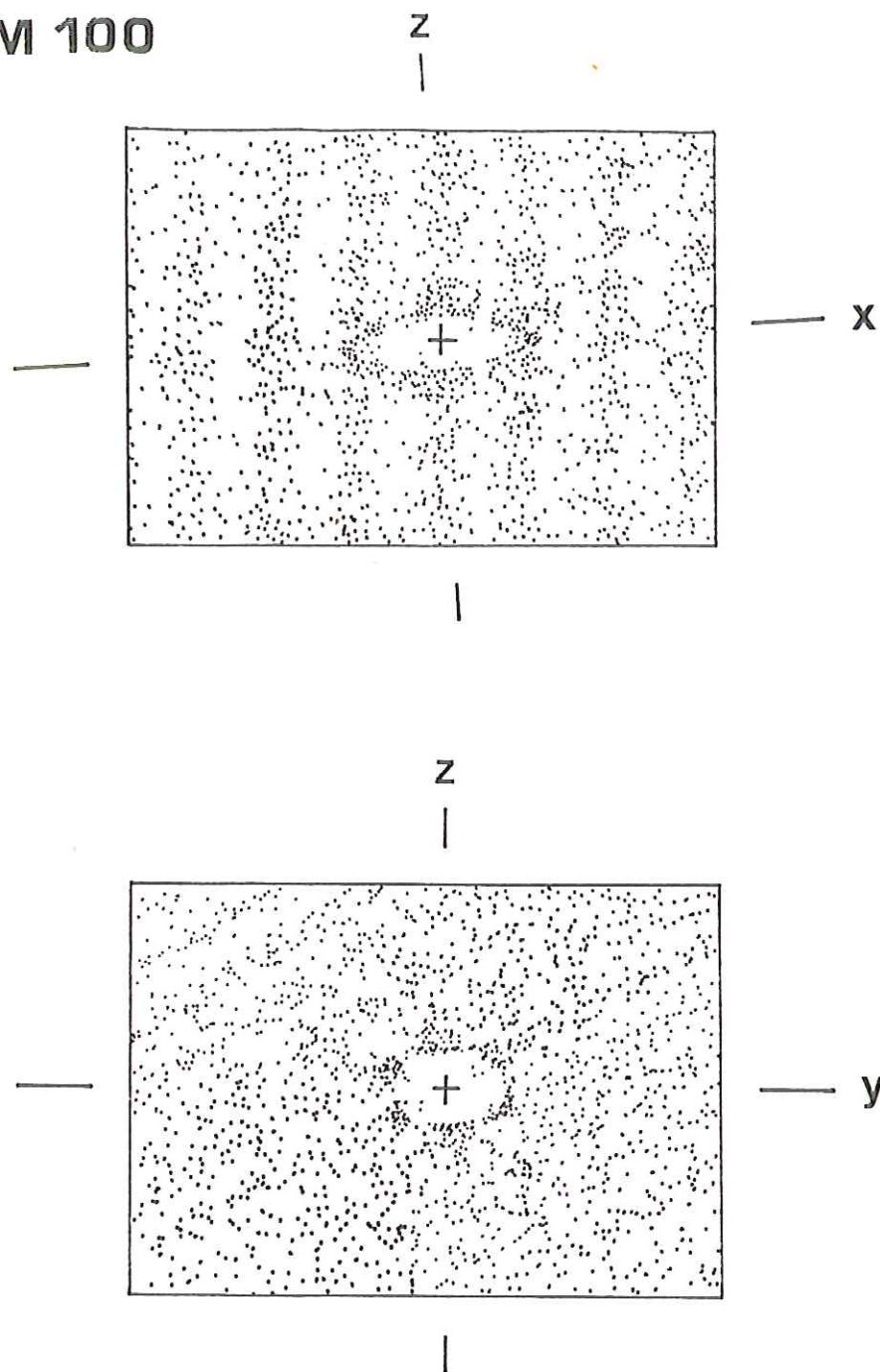


Fig.51 Diagramme de la méthode de Fry sur les radiolaires déformées (échantillon N°M100, au Moulin de Grais).

(A) : Sur le plan XZ, 56 mesures, $X : Z = 3,28 : 1$

(B) : Sur le plan YZ, 55 mesures, $Y : Z = 1,50 : 1$

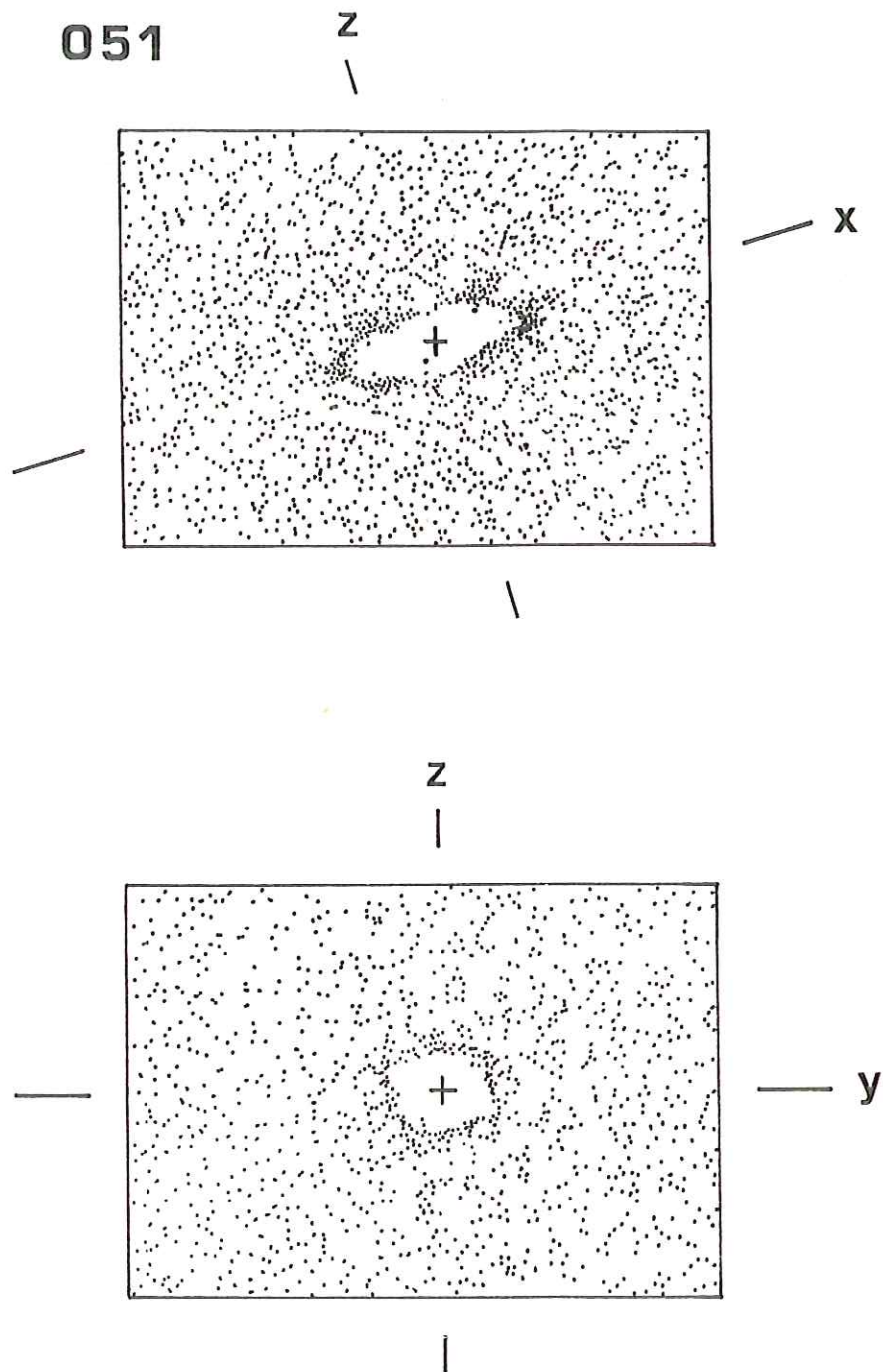


Fig.52 Diagramme de la méthode de Fry sur les radiolaires déformées (échantillon N°051, à 2,5 km ESE de Hérépián).

- (A) : Sur le plan XZ, 49 mesures, $X : Z = 3,57 : 1$
 (B) : Sur le plan YZ, 54 mesures, $Y : Z = 1,30 : 1$

déformation. Si $K=0$ et $X=Y$, l'ellipsoïde a une forme en galette correspondant à un aplatissement uniaxial. Si $K=\infty$ et $Y=Z$, l'ellipsoïde a une forme en cigare correspondant à un étirement uniaxial. Si $K=1$ et $X/Y=Y/Z$, les rapports axiaux sont égaux et la déformation est dite plane.

En accord avec Flinn (1965) on admet qu'il existe une relation empirique entre l'ellipsoïde de déformation finie et la "fabrique" macroscopique de la roche. Ainsi une tectonite foliée (S-tectonite) correspondrait à un ellipsoïde en galette ($K \simeq 0$), une tectonite linéaire (L-tectonite) correspondrait à un ellipsoïde en cigare ($K \simeq \infty$) et une tectonite foliée et linée ($S = L$) correspondrait à une déformation plane ($K=1$). En fait, si les deux extrêmes (S et L) sont facilement reconnaissables, il est très difficile de faire une distinction quantitative entre des fabriques $S < L$, $S = L$ et $L < S$. L'appréciation de l'ellipsoïde de déformation finie par cette méthode reste très subjective.

Sur le diagramme de Flinn, les trois échantillons étudiés se situent dans le champ des ellipsoïdes triaxiaux allongés ($1 < K < \infty$). Le paramètre de forme de l'échantillon prélevé près de la zone axiale (N° 51) ($K=5,83$) caractérise un ellipsoïde uniaxial "en cigare". Par contre, l'échantillon de la vallée de l'Orb prélevé dans la nappe du Mont Peyroux (N°82) ($K=1,82$) se situe dans un domaine proche des ellipsoïdes biaxiaux. L'échantillon de la nappe des Monts de Faugères (Moulin de Grais, N°100) ($K=2,38$) a des caractéristiques intermédiaires.

En conclusion, dans les nappes du Versant Sud de la Montagne Noire, près de la zone axiale et vers le niveau inférieur des nappes, l'ellipsoïde de déformation finie présente une configuration "en cigare" caractéristique d'une tectonite de type L ou $L > S$

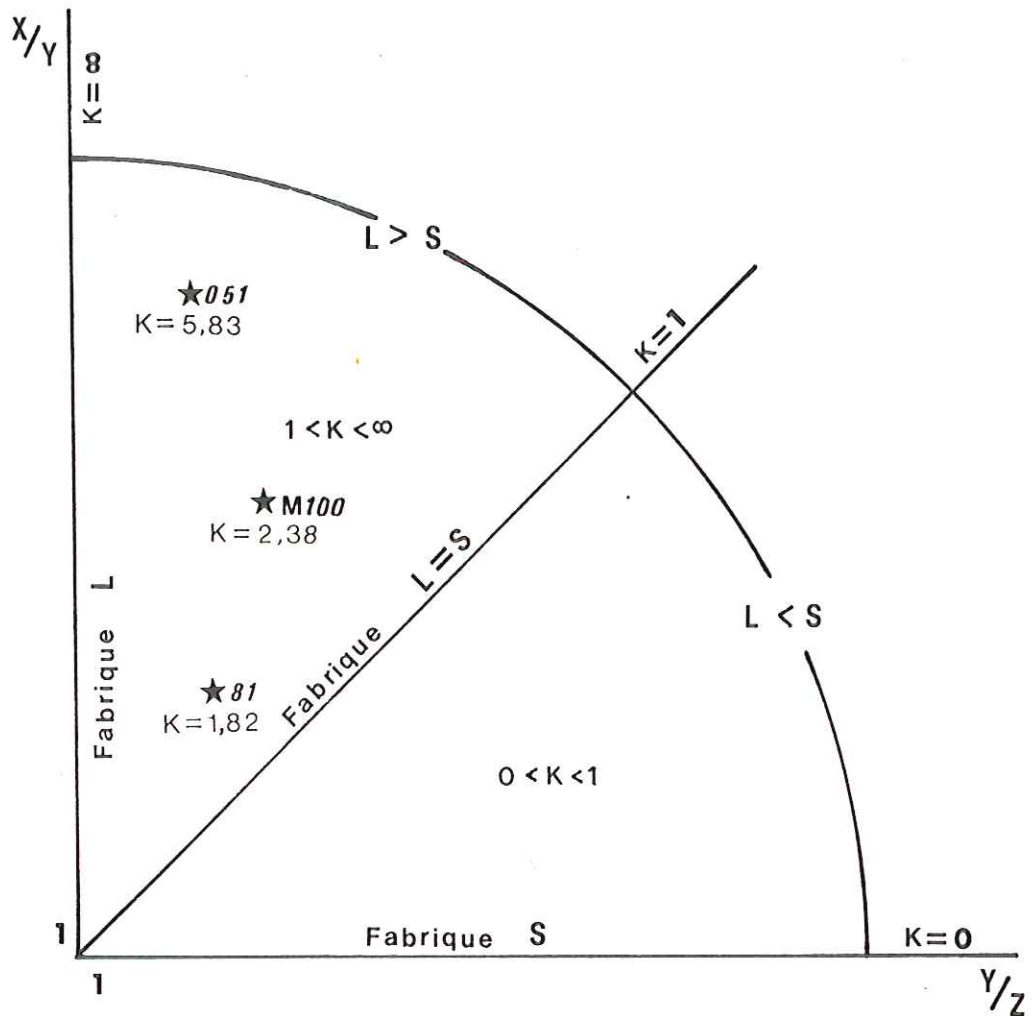


Fig.53 Diagramme de Flinn, montrant les relations entre les fabriques L-S et l'ellipsoïde de déformation.
(N°051, N°M100 et N°81 représentent le numéro d'échantillon)

- $K = 0$ Ellipsoïdes uniaxiaux en galette.
- $0 < K < 1$ Ellipsoïdes triaxiaux aplatis..
- $K = 1$ Ellipsoïdes biaxiaux.
- $K > 1$ Ellipsoïdes triaxiaux allongés.
- $K = \infty$ Ellipsoïdes uniaxiaux en cigare.

montrant qu'il existe une composante de raccourcissement sur Y.

IV-4. CONCLUSION A L'ETUDE DE LA DEFORMATION

L'étude de terrain (Chapitre III-2) a permis de définir deux domaines distincts en ce qui concerne l'orientation de la linéation d'étirement. L'existence de ces deux domaines est confirmée par l'étude quantitative de la déformation finie. On distingue un domaine où la linéation d'orientation Est-Ouest ($N45^\circ$ à $90^\circ E$) où la déformation est de type constrictif, ce domaine correspond à la zone de transition (Schistes X), la nappe des Monts de Faugères, la nappe du Mont Peyroux et les unités inférieures de la nappe de Pardailhan.

A l'opposé, les unités supérieures de la nappe de Pardailhan présentent un faible étirement de direction N-S. Le passage de l'un à l'autre domaine s'effectue de façon progressive par l'intermédiaire d'un domaine de transition où la linéation d'étirement disparaît ($X/Y=1$), tandis que l'apatissement semble diminuer de façon ⁿconstatée du bas vers le haut.

CHAPITRE V. CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION D1 LIEE A LA MISE EN
PLACE DES NAPPES

) ?

V-1. DEFORMATION NON-COAXIALE ET CISAILLEMENT SIMPLE

V-2. CRITERES DE SENS DE CISAILLEMENT

V-3. CINEMATIQUE DES DEFORMATIONS DUCTILES DANS LES
NAPPES DE LA MONTAGNE NOIRE

V-4. CONCLUSION

CHAPITRE V. CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION DI LIEE A LA MISE EN PLACE DES NAPPES.

V-1. DEFORMATION NON-COAXIALE ET CISAILLEMENT SIMPLE.

Une déformation finie, transformant une sphère représentative de l'état initial en un ellipsoïde se réalise par l'addition d'incrément successifs. Pour un incrément très petit, la forme de l'ellipsoïde incrémental diffère très peu d'une sphère. Si l'orientation des axes incrémentaux demeurent parallèles lors de la déformation progressive, on dira que celle-ci est coaxiale (Fig.54-a). Si ces axes ne demeurent pas parallèles, la déformation progressive est non-coaxiale (Fig.54-b). On appellera régime de déformation l'état coaxial ou non-coaxial de la déformation (Choukroune et Lagarde, 1977).

La déformation non-coaxiale montre une rotation des axes principaux de la déformation c'est à dire que les axes de la déformation incrémentale sont obliques sur les axes de la déformation finie. Le cisaillement simple est un cas particulier de déformation non-coaxiale où la déformation finie est plane ($K=1$). Au cours de la déformation, le plan de schistosité subit une rotation. Ce plan qui correspond au plan d'aplatissement principal (XY) se rapproche du plan de glissement.

Le cisaillement simple est également une déformation homogène qui transforme un cercle en ellipse dont le grand axe correspond à la direction d'extension maximale. Cette déformation est obtenue par la translation de chacun des points du cercle dans une même direction appelée direction de cisaillement. La translation que subit un point est fonction de sa position. Le cisaillement est

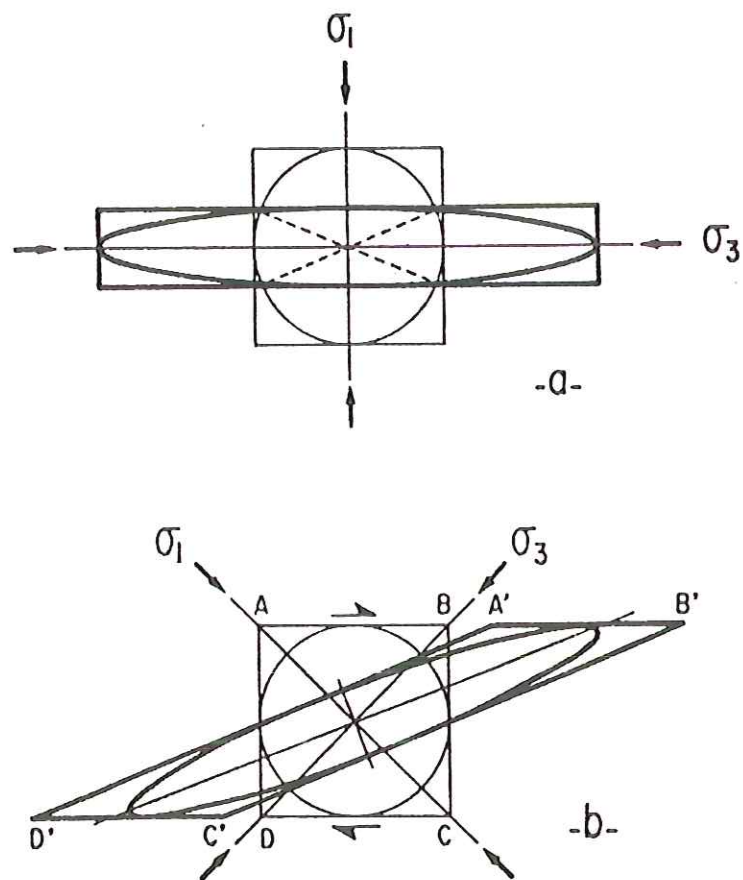


Fig.54 Régimes de déformation et relation contrainte-déformation en déformation plane, projection dans le plan perpendiculaire à σ_2 et à l'axe Y.

- a- déformation coaxiale (cisaillement pur) : en pointillés, trace des plans invariants.
- b- déformation non-coaxiale.

caractérisé par un angle θ mesuré entre une perpendiculaire à la direction de cisaillement avant la déformation et la transformée de cette droite après déformation.

Les cisaillements successifs montrent que la direction d'extension maximale subit une rotation. Le cisaillement est rotationnel. Il correspond au "simple shear" s'il est plan. On appelle α l'angle entre la direction d'extension maximale et la direction du cisaillement (Fig.55).

Il n'existe pas de relation immédiate entre l'angle de cisaillement et l'angle α défini ci-dessus. Or, dans la nature on ne peut espérer évaluer que l'angle entre la direction des plans de glissement équivalent à la direction du cisaillement et la foliation équivalente de la direction d'extension maximale. Il est donc nécessaire de trouver une relation $\alpha = f(\theta)$.

Cette relation peut être étudiée à partir de deux segments de droite (Fig.55 a et b).

- OA de longueur d , A ayant x comme abscisse.
- OB de longueur D , B ayant également x comme abscisse.

OA et OB sont respectivement proportionnels au diamètre d'un cercle initial et au grand axe de l'ellipse transformée du cercle par un cisaillement d'angle θ .

L'étude du rapport d/D permet de déterminer son maximum, ainsi que l'angle que forment alors OB et la direction de cisaillement.

La figure 55 b donne $B'B/A'A = D/d$

A partir de la figure, on établit les relations suivantes :

$$d^2 = a^2 + x^2 \qquad D^2 = (a+b)^2 + x^2$$

$$b = x \cdot \operatorname{tg} \theta \quad \text{pour simplifier on prend } a = 1$$

Le maximum du rapport D/d est le même que celui de D^2/d^2 . On obtient ce maximum en dérivant ce dernier rapport.

Quand la dérivée est nulle on a : D/d maximum.

$$\frac{d\left(\frac{D^2}{d^2}\right)}{dx} = \operatorname{tg} \theta \frac{(1 - x^2 + x \operatorname{tg} \theta)}{(1 + x^2)^2} = 0$$

$(1+x^2)$ étant toujours positif, il peut être ignoré.

Si $\operatorname{tg} \theta = 0$, c'est-à-dire pour un cisaillement nul, il y a indétermination. Pour les autres valeurs, on obtient en résolvant l'équation du numérateur :

$$x = \frac{\operatorname{tg} \theta \pm \sqrt{\operatorname{tg}^2 \theta + 4}}{2}$$

Une dérivée de second degré montrerait que le maximum est obtenue pour

$$x = \frac{\operatorname{tg} \theta + \sqrt{\operatorname{tg}^2 \theta + 4}}{2}$$

La figure 55 a donne les relations suivantes :

$$\operatorname{cotg} \alpha = \frac{a+b}{x} = \frac{1+x \operatorname{tg} \theta}{x}$$

$$\operatorname{cotg} \alpha = \frac{2 + \operatorname{tg}^2 \theta + \operatorname{tg} \theta \sqrt{\operatorname{tg}^2 \theta + 4}}{\operatorname{tg} \theta + \sqrt{\operatorname{tg}^2 \theta + 4}}$$

$$\operatorname{cotg} \alpha = \operatorname{tg} \theta + \frac{2}{\operatorname{tg} \theta + \sqrt{\operatorname{tg}^2 \theta + 4}}$$

Et en utilisant l'arc double avec $\operatorname{tg} \alpha = \frac{1}{\operatorname{cotg} \alpha}$

On obtient en simplifiant : $\operatorname{cotg} (2\alpha) = \frac{\operatorname{tg} \theta}{2}$

On trace alors la courbe $C_1 \alpha = f(\theta)$ (Fig. 56) (A. Etchecopar, 1974)

On voit, sur les figures 55 et 56 que si α tend vers 0, alors θ tend vers 90° et d est proche de D . Donc les surfaces de glissement et d'appauvrissement sont presque confondues. Dans ce cas la linéation d'étirement (X) est très proche de la direction de glissement.

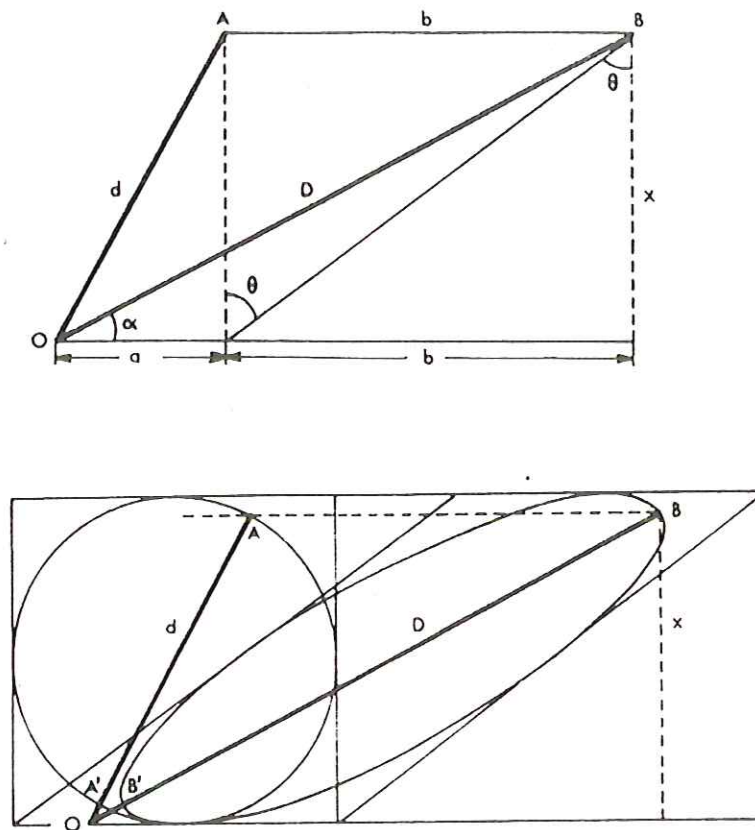


Fig.55 Etude du rapport d'extension maximum de l'ellipse de déformation à partir de deux segments OA et OB (d'après A.Etchecopar, 1974).

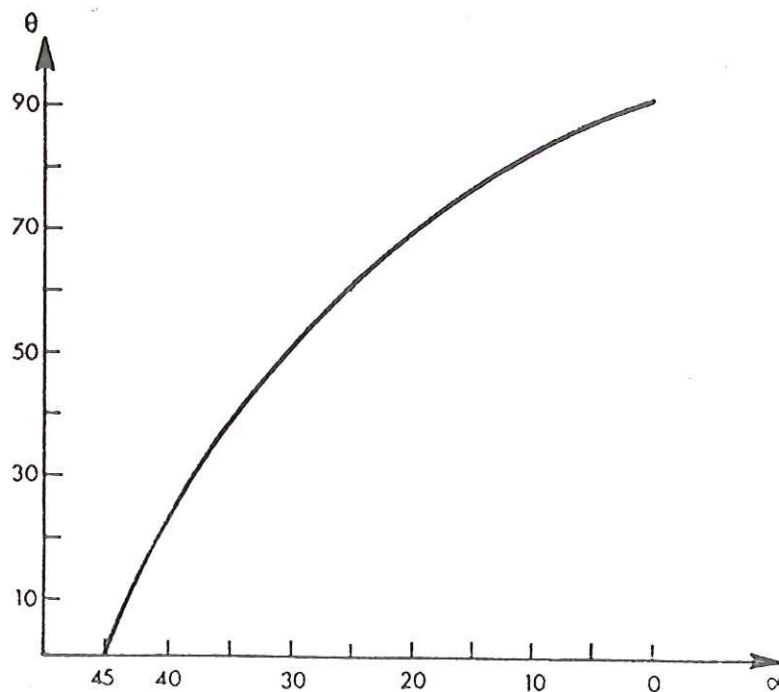


Fig.56 Courbe C donnant l'angle α entre l'axe d'étirement et la direction de cisaillement en fonction de l'angle de cisaillement θ (d'après A.Etchecopar, 1974).

V-2. CRITERES DE SENS DE CISAILLEMENT.

Si la déformation est non-coaxiale, des structures asymétriques vont développer dans la roche. L'étude de microstructures observées sur affleurement ou sur lame minces orientées a fait l'objet d'un très grand nombre de travaux. Les critères de cisaillement sont désormais des outils classiques utilisés "en routine". Les principaux critères employés sont passés en revue ci-dessous (Nicolas, 1984).

(1) Asymétrie des cristallisation en zone abritées
(Choukroune, 1971. Malavieille et al., 1982. Simpson et Schmid, 1983. Faure, 1985. Echecopar et al., 1987) (Fig.57-1).

Les zone abritées peuvent aider à déterminer le régime de la déformation et, dans le cas d'une déformation due à un cisaillement, à définir le sens de cisaillement et éventuellement son intensité. Simple dans son principe, l'analyse est délicate en raison de situations particulières. On peut retenir deux points théoriques susceptibles de guider l'interprétation dans les cas complexes.

Dans une déformation progressive, l'allongement instantané d'une zone abritée s'effectue parallèlement à la direction X (et éventuellement Y) de l'ellipsoïde de la déformation instantanée ; cette direction est elle-même à 45° du plan de cisaillement dans un cisaillement simple et dans le cas de dissolution-cristallisation en principe perpendiculaire à la contrainte principale σ_1 . Les fibres et lamelles croissant lors de cet incrément de déformation peuvent ne pas être parallèles à cette direction car leur direction de croissance est réglée par celle de la fracturation. L'analyse portera donc principalement sur l'allongement des zones abritées

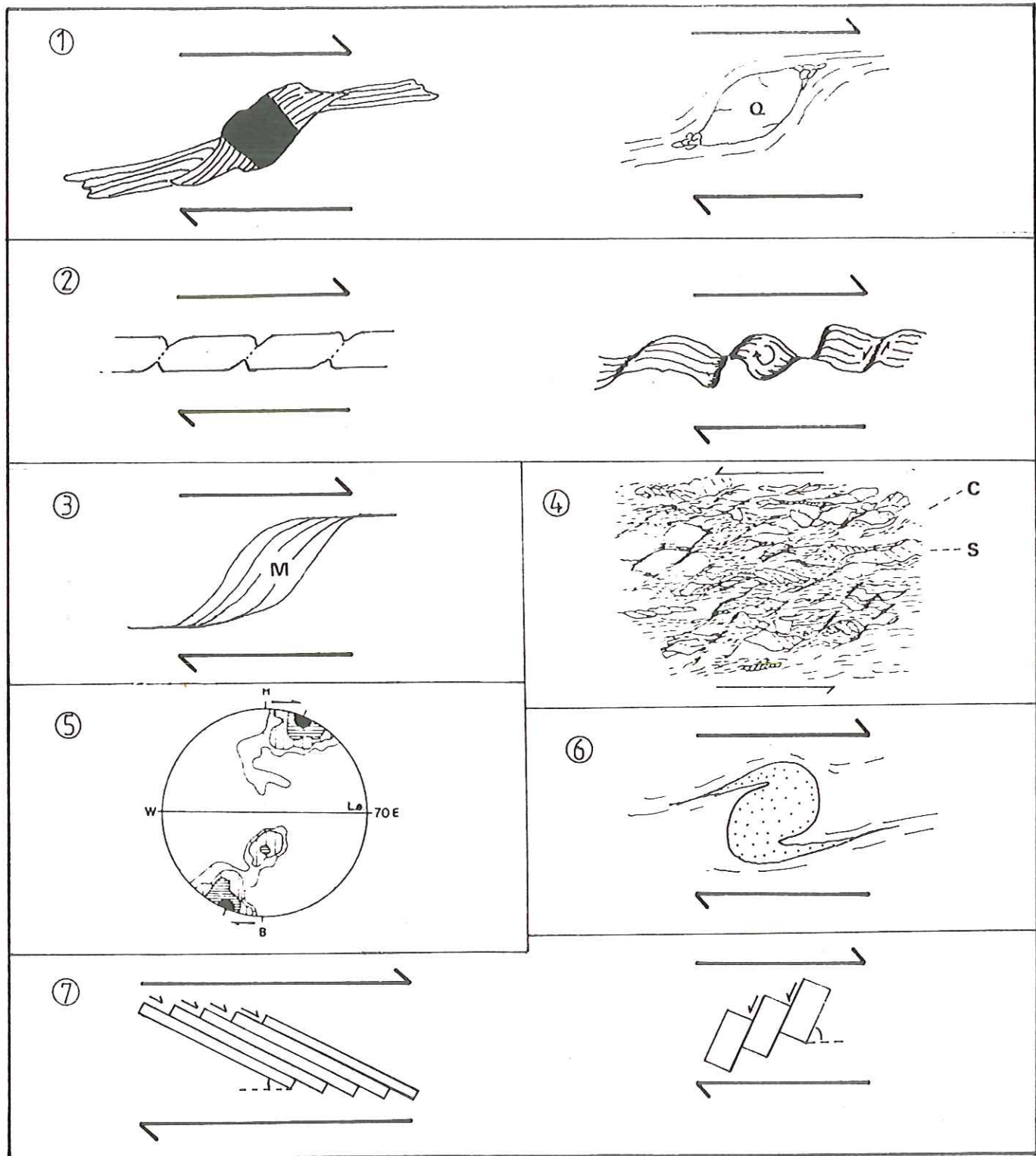


Fig.57 Différents critères de déformation non-coaxiale.

1 : Zone abritée asymétrique; 2 : Rotation des boudin; 3 : Mica (M) sigmoïde; 4 : Plans C et S dans les zones mylonitiques; 5 : Orientation préférentielle des OPA "C" du quartz; 6 : Structure d'enroulement; 7 : Tronçonnement et cisaillement de minéraux.
 (d'après Nicolas, 1984. Choukroune, 1971. Malavieille et al. 1982. 1986. Lister et al. 1984. Berthé et al. 1979. Van den Driessch; 1987)

elles-mêmes. L'orientation particulière des cristallisations permet de savoir si l'objet dur subit une rotation et si la croissance s'effectue à partir de sa surface ou à partir de la queue de la zone abritée. Une conclusion immédiate ressort de ce premier point : dans une déformation coaxiale, les zone abritées seront statistiquement, rectilignes et les fibres tendront à être parallèles.

Le second point a trait à la rotation des remplissages au cours d'une déformation non-coaxiale. Le principe s'applique d'abord au cas de l'objet rigide qui, dans un milieu animé d'un mouvement, subit une rotation, horaire pour un cisaillement dextre, antihoraire pour un cisaillement senestre. Il s'applique à la zone abritée elle-même qui, si elle se compose de minéraux aussi ductiles que la matrice, va suivre passivement la rotation des axes de l'ellipsoïde de la déformation. Cependant la flexion s'effectue dans un sens ou dans l'autre selon que l'ouverture élémentaire et par conséquent la croissance de la zone abritée s'effectue depuis les faces de l'objet rigide ou depuis l'extrémité de la zone abritée. La localisation de la microfracturation pourrait être déterminée par la ductilité relative de l'objet dur, de la matrice et des minéraux du remplissage. Si la zone abritée est composée de minéraux plus rigides que la matrice comme des fibres de quartz dans une matrice quartzo-phylliteuse, ou des agrégats quartzo-feldspathiques autour d'un oeil de feldspath, elle aura tendance à se comporter elle-même comme un objet rigide et à entrer en rotation. Il peut en résulter une dissymétrie globale complexe. On pourra distinguer ce cas du précédent si les minéraux de remplissage sont eux-mêmes déformés.

(2) Rotation des boudins (Malavieille, 1986. 1987) (Fig.57-2).

(3) Micas sigmoïdes (Eisbacher, 1970. Lagarde, 1978. Lister et

Snoke, 1984) (Fig.57-3).

(4) Plans C et S dans les zones mylonitiques (Berthé et al., 1979. Lister et Snoke, 1984. Choukroune et al., 1987) (Fig.57-4).

Ce type de structure a été décrit par Berthé et al.(1979), dans le cas d'une mylonitisation progressive d'un granite par cisaillement simple. A l'approche d'une zone cisailante ductile majeure deux familles de plans S et C apparaissent (Fig.58).

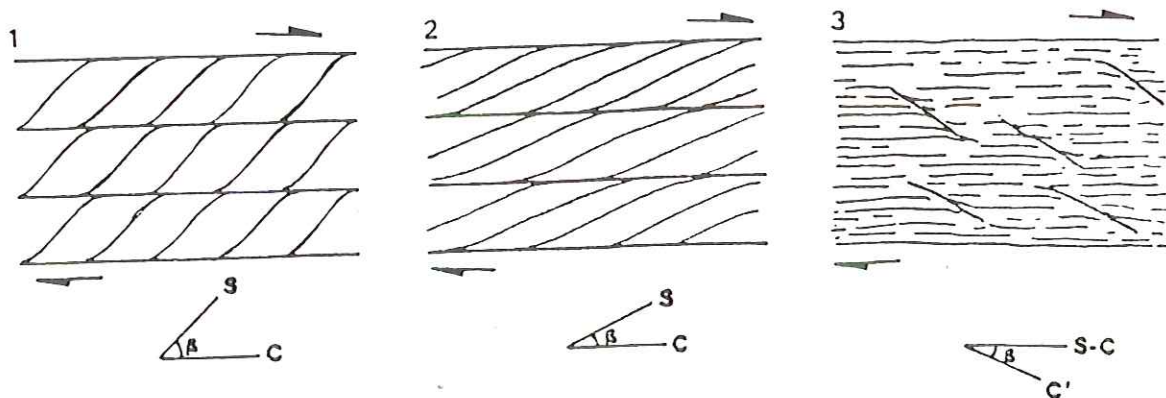


Fig.58 Représentation schématique de l'attitude des plans S, C et C' au cours d'un cisaillement simple progressif.

Les plan C (cisaillement) s'initie parallèlement aux plus forts taux de cisaillement en même temps qu'un plan de schistosité (plans S liés aux axes de la déformation finie XY). Les plans S et C forment initialement un angle de 45° qui diminue lorsque la déformation augmente (Fig.58).

(5) Microstructures du quartz dans les quartzites et les rubans de quartz des orthogneiss (Bouchez et al., 1976. Laurent et al., 1976. Etchecopar, 1977. 1984. Faure, 1980, Brunel, 1980. Lister et Snoke, 1984) (Fig.57-5).

La déformation plastique d'un agrégat polycristallin entraîne une orientation préférentielle du réseau cristallin des cristaux composant cet agrégat (O.P.R.). Les glissements intracristallins s'effectuent par le déplacement de dislocation ou défauts du réseau

(Christie et al., 1964. Tullis et al., 1973. Nicolas et al., 1976). Les études expérimentales ont montré que le comportement des dislocations est fonction de la température et de la vitesse de déformation (Tullis et al., 1973. Nicolas et al., 1976). Pour chaque minéral, la déformation s'effectue selon un système de glissement (plans et direction de glissement) et parmi tous les systèmes de glissement potentiels et pour un cristal donné, sur celui ou ceux qui correctement orientés vont être activés. La théorie montre qu'on ne peut avoir plus de cinq systèmes en même temps (Nicolas et Poirier, 1976). La mise en oeuvre de systèmes de glissement préférentiels est fonction de la température et de la présence d'eau. Pour le quartz, à basse température il y a prédominance de glissements sur les plans basaux et éventuellement rhomboédriques ; à haute température et peut être en présence d'eau, les plans prismatiques dominant (Tullis et al., 1973. Nicolas et Poirier, 1976). Bien qu'il existe plusieurs directions de glissement (essentiellement basale et prismatique) il est admis que la direction basale est la direction préférentielle à basse température (Christie et al., 1976. Bouchez, 1977).

Lister (1977) a isolé deux types de pétrofabrique du quartz à partir de l'observation de fabriques artificielles obtenues par simulation sur ordinateur et de pétrofabriques naturelles. Par référence aux axes de la déformation finie, la géométrie de la pétrofabrique est non seulement caractéristique du régime de la déformation coaxiale ou noncoaxiale (Lister, 1977. Etchecopar, 1977. Lister et al., 1978. 1980), mais donne aussi une indication cinématique sur le sens du cisaillement (Bouchez et pécher, 1976. 1981. Bouchez, 1977. Lister, 1977. Lister et Price, 1977. Laurent et Etchecopar, 1977. Bérthe et al., 1979. Lister et Hobbs, 1980). De

plus, la position du ou des maxima dans les couronnes de glissement ayant contribué à l'acquisition de l'OPR. Cette dernière interprétation est cependant subordonnée à une étude plus fine de la distribution des plans et lignes de glissements actifs en microscopie électronique.

(6) Structures d'enroulement (Van den Driessche, 1986. 1987. Passchier et al., 1986. 1987. Mawer, 1987) (Fig.57-6).

Lorsque la déformation cisailante progressive atteint une grande amplitude, les critères de sens de cisaillement s'estompent ou deviennent ambigus. Van den Driessche (1986) décrit un nouveau critère, les structures d'enroulement, qui permet de déterminer ce sens sans ambiguïté dans les zones intensément déformées. Une modélisation expérimentale en cisaillement simple a été réalisée afin de préciser la géométrie et les conditions de développement de ces structures. Leur asymétrie en Z est caractéristique d'un cisaillement dextre, celle en S d'un cisaillement senestre.

Le continuum de la rotation peut entraîner la formation de "golfs". La présence de ces golfs permet de différencier les structures d'enroulement des cristallisations asymétriques en zone abritée.

(7) Déformation des porphyroclastes (Malavieille, 1982. Simpson et Schmid, 1983. Lacassin, 1984) (Fig.57-7).

La forme des porphyroclasts déformés et des recrystallisations associées, leurs rotation et le tronçonnement sont de bons marqueurs de déformation non-coaxiale.

(8) Zone de schistosité sigmoïde à l'échelle de l'affleurement (Ramsay, 1980. Gapais et al., 1987).

V-3. CINEMATIQUE DES DEFORMATIONS DUCTILES DANS LES NAPPES DE LA MONTAGNE NOIRE.

Comme l nous avons déjà mentionné dans le chapitre III-2-1, il y a dans le versant Sud de la Montagne Noire globalement, deux directions de linéation d'étirement qui sont grossièrement les directions E-W et N-S. Les caractéristiques du régime de déformation synschisteuse ont été analysés systématiquement dans le plan principal XZ parallèle à la linéation et perpendiculaire à la foliation. Les résultats seront donnés par unité tectonique et par secteur géographique.

V-3-1. Régime de déformation dans chaque unité

(1) La zone de transition (Schistes X).

Dans cette zone, la schistosité S1 est généralement redressée ou pend fortement vers le Sud. Mais sur la bordure Est de la zone axiale, c'est à dire dans la région de Combe et Saint Gervais, elle pend faiblement vers l'Est (Fig.59). Les directions de linéation d'étirement sont presque E-W (060° à 090°) et les pendages sont subhorizontaux (Fig.59). Dans cette zone, on peut quelquefois observer, sur le terrain, des microconglomérats déformés dont les sens de cisaillement sont sénestres (Fig.60). En lames minces (étude faite sur une cinquantaine d'échantillons), tous les critères rotationnels indiquent un sens de cisaillement sénestre compte tenu de la géométrie actuelle de la schistosité (Lee, B.J. et al., 1988) (Fig.61).

L'observation sur échantillon (à 1 km au NEE de Saint Gervais) des figures de rotation vers l'Est dans un microconglomérat ou

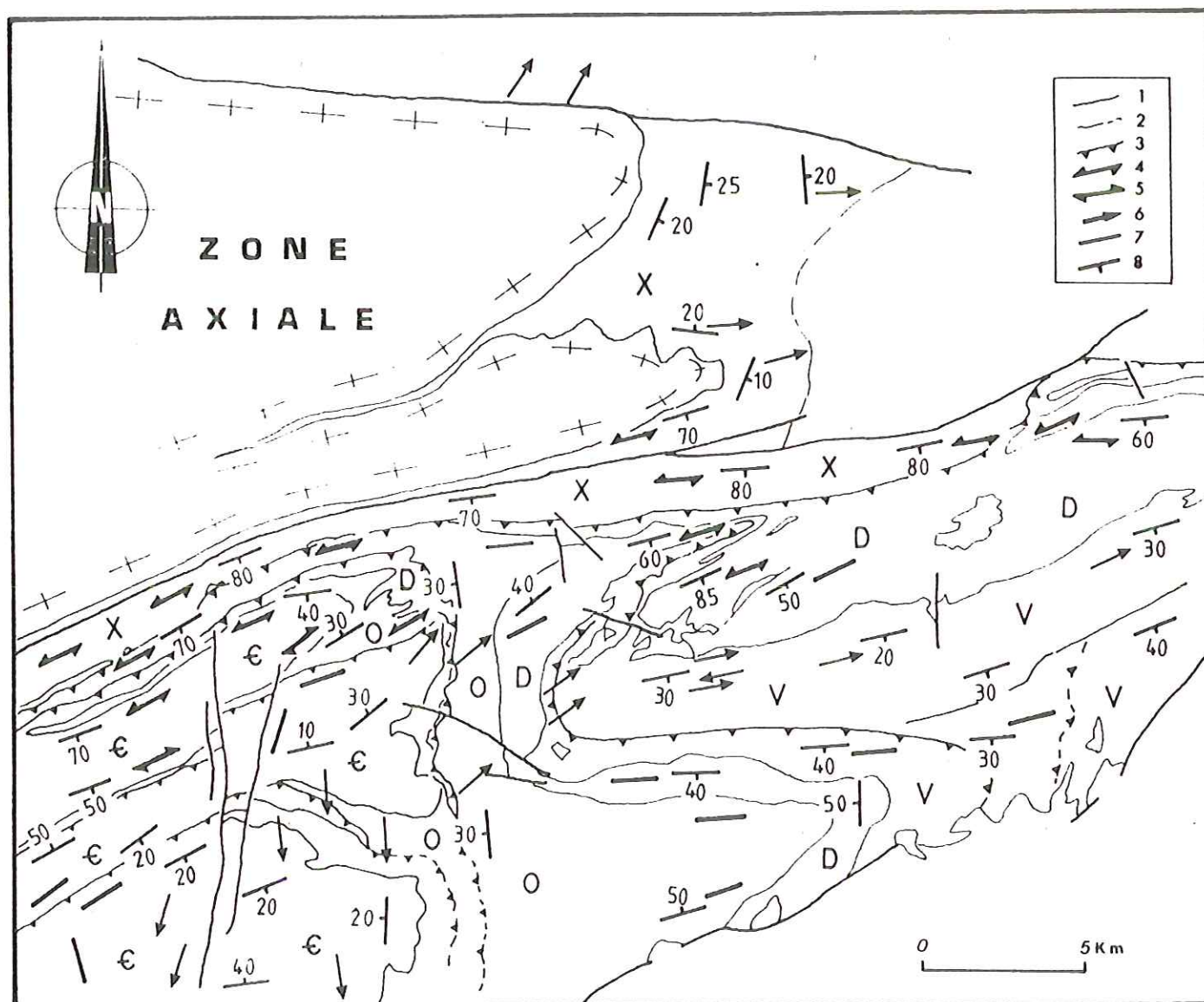


Fig.59 Carte des linéations d'étirement et des schistosités.

1 : limite stratigraphique; 2 : faille (décrochement ou faille normale); 3 : chevauchement; 4 : linéation d'étirement avec rotation senestre; 5 : linéation d'étirement avec rotation dextre; 6 : direction de la linéation d'étirement, la flèche indique la direction de rotation; 7 : direction de la linéation d'étirement sans indication de rotation; 8 : pendage de la schistosité;

€ : Cambrien; O : Ordovicien; D : Dévonien; V : Viséen;

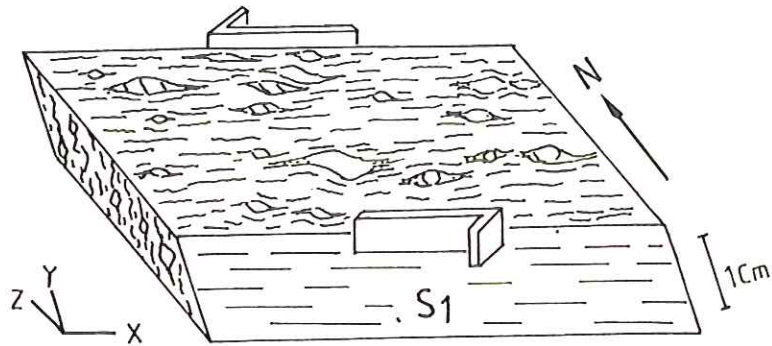


Fig.60 Echantillon montrant le cisaillement sénestre de microconglomérat à Roc Suzadou dans la zone de transition (Schistes X).

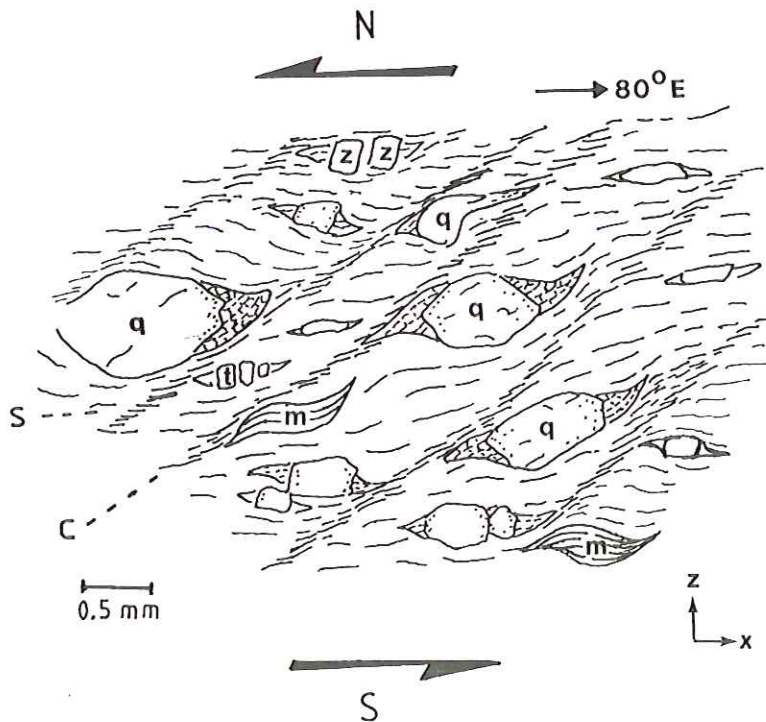


Fig.61 Critères des sens de rotation sénestre (coupe dans le plan horizontal).

q : quartz; M : mica; Z : zircon; t : tourmaine

PLANCHE 1

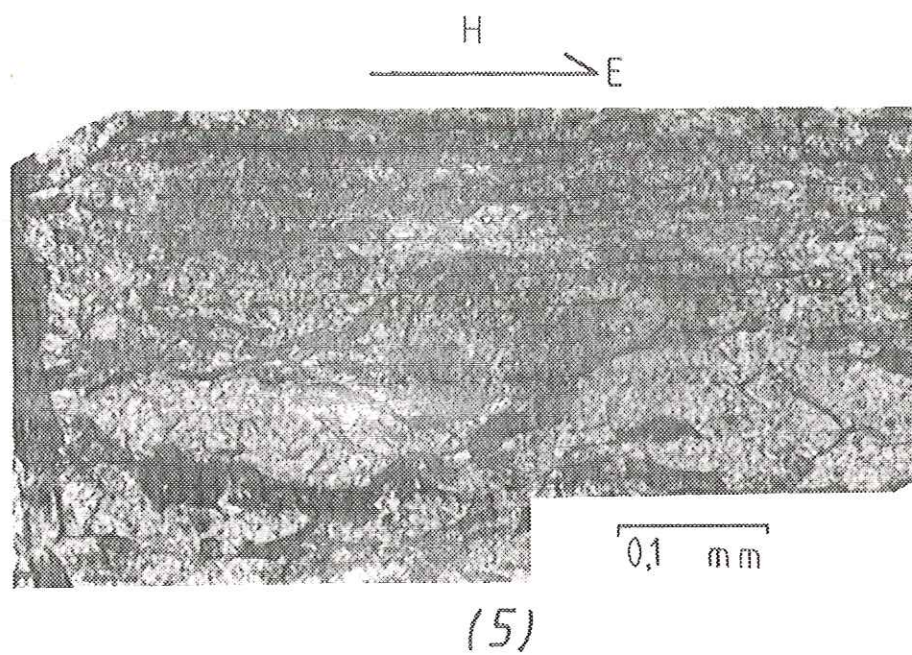
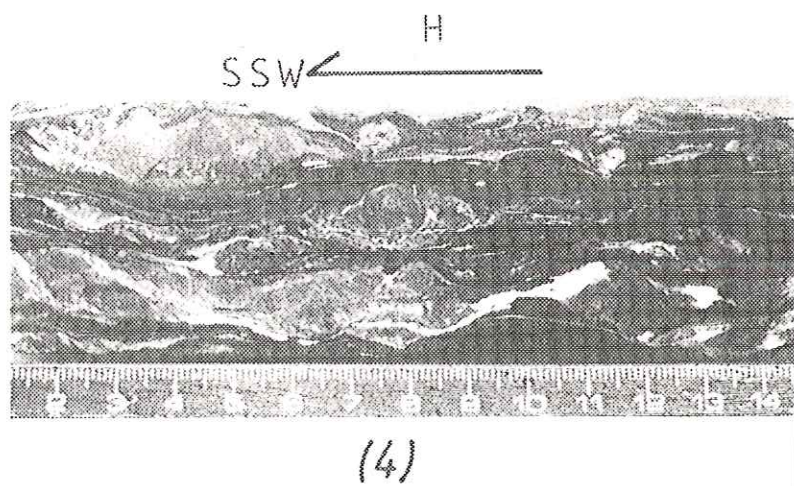
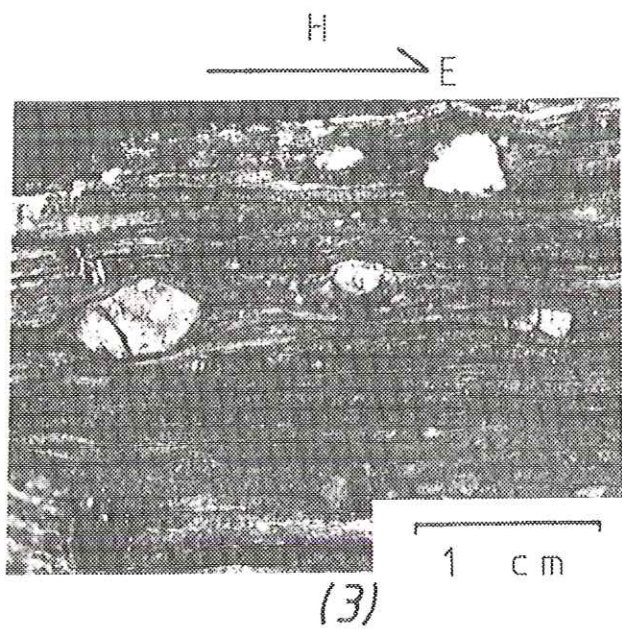
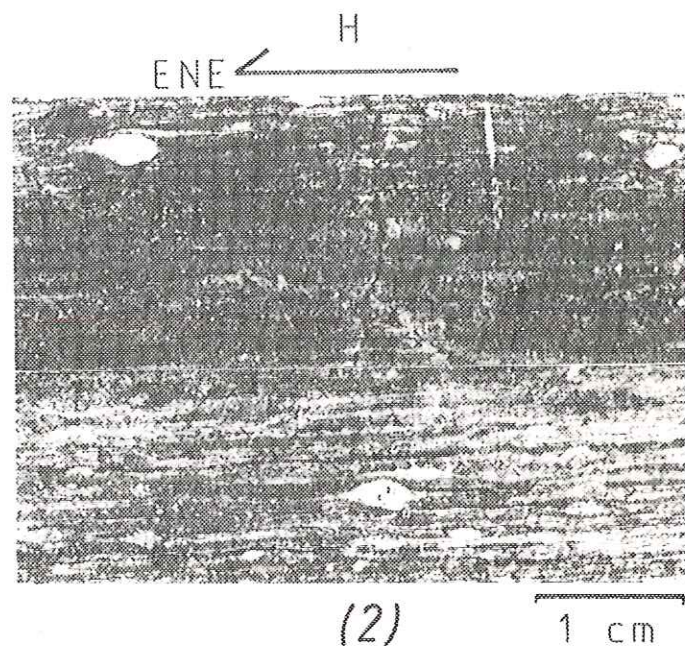
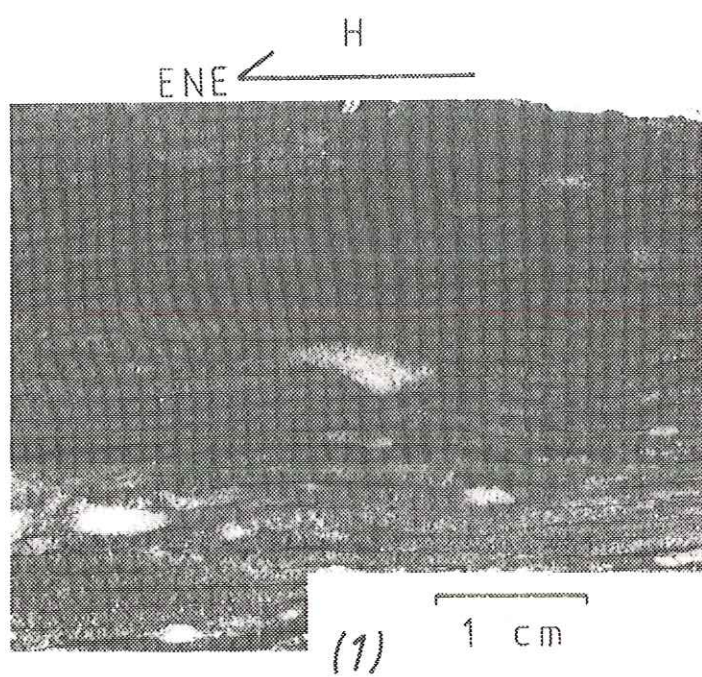
Fig.1 : Microconglomérat à Roc Suzadou la Zone de Transition (Schistes X) montrant la vergence vers l'ENE dans le plan XZ.

Fig.2 : Microconglomérat à 300 m au Nord de St-Etienne-d'Albagnan dans la Zone de Transition (Schistes X) montrant la vergence vers l'ENE dans le plan XZ.

Fig.3 : Microconglomérat dans la bordure Est de la Zone Axiale près de St-Gervais montrant le sens de cisaillement vers l'Est.

Fig.4 : Calcaire noduleux montrant un cisaillement ductile vers le SSW à 2 km au Nord de Pardailhan dans la nappe de Pardailhan.

Fig.5 : Zone abritée asymétrique montrant le sens de rotation vers l'Est à 700 m au Sud de St-Martin-de l'Arçon dans la Zone de Transition (Schistes X).



l'observation en lame mince de figures montrant le même sens de rotation montrent clairement un cisaillement vers l'Est pour la bordure Est de la zone axiale. Là où la schistosité dessine une voûte periclinale autour de la zone axiale.

(2) La nappe des Monts de Faugères.

Dans la nappe des Monts de Faugères, le pendage de la schistosité S1 est variable mais la direction de la linéation d'étirement est généralement la même que dans la zone de transition. Elle varie de 060°E à 100°e (Fig.59). Dans cette zone, sur les échantillons de conglomérats déformés ou de calcaires contenant les fragments de crinoïdes déformés, on peut voir que le sens de cisaillement s'effectue vers l'Est (Fig.62 et 63). Aussi dans les lames minces, presque tout les critères de sens de rotation montrent un mouvement vers l'Est. Dans le cas où la schistosité (S1) est fortement redressée le cisaillement est sénestre et là où elle est subhorizontale, il s'effectue vers l'Est. Toutefois on observe des sens de cisaillement différents sur les deux flancs des plis P2 (cf. V-3-2).

(3) La nappe du Mont Peyroux.

Dans le secteur de la vallée de l'Orb de cette nappe, les pendages de la schistosité S1 sont globalement vers l'Ouest ou le NNW et la direction de la linéation d'étirement est généralement 045°E (Fig.59). Dans ce secteur, le sens de cisaillement est toujours vers le NE à l'affleurement (Fig.42) et en lame mince (Fig.64). Particulièrement près de Ceps, on peut observer les conglomérats déformés d'âge viséen dont le sens de rotation s'effectue aussi vers le NE (Fig.65).

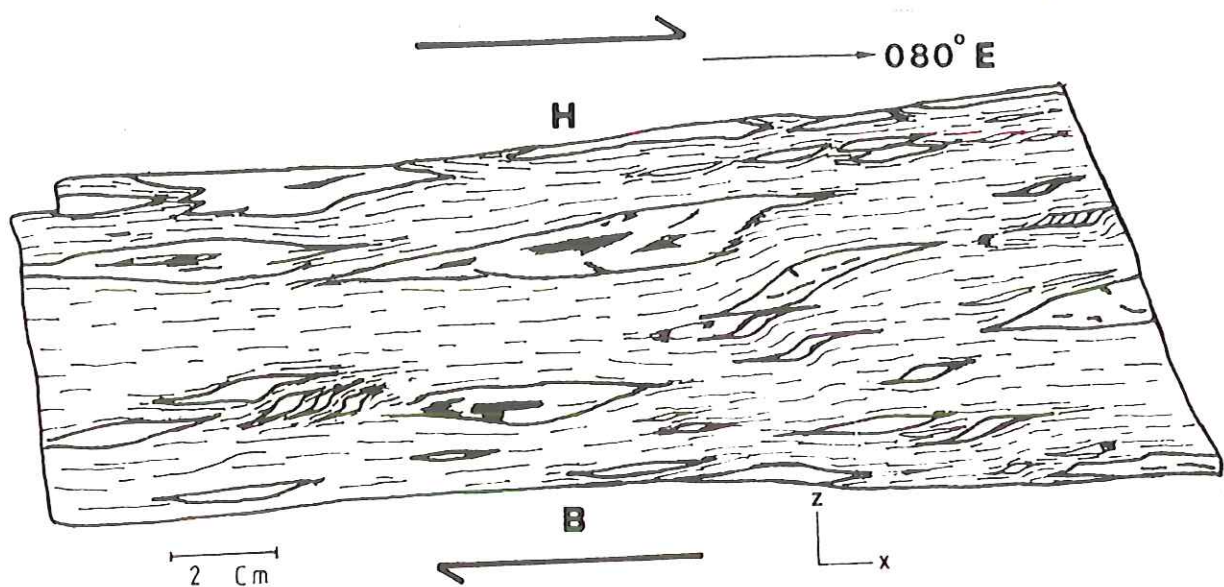


Fig.62 Conglomérats déformés montrant un sens de cisaillement vers l'Est à 800 m au SSE de Faugères dans la nappe des Monts de Faugères.

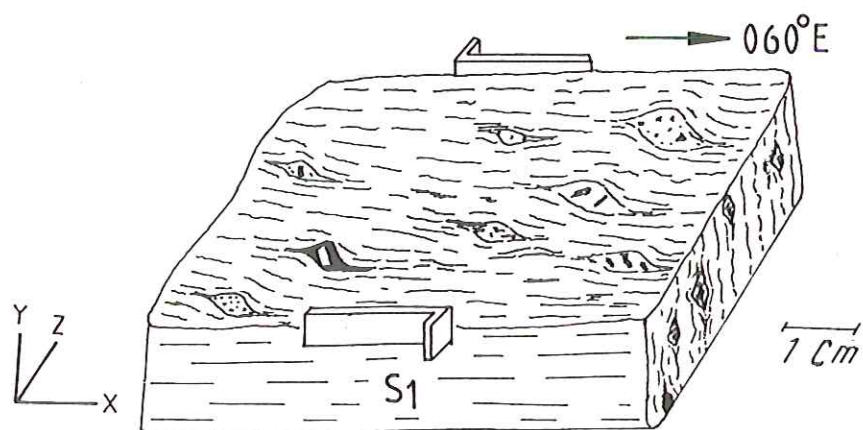


Fig.63 Calcaire avec fragments de crinoïdes montrant un sens de cisaillement vers l'Est à 500 m au Sud de Plaussenous dans la nappe des Monts de Faugères.

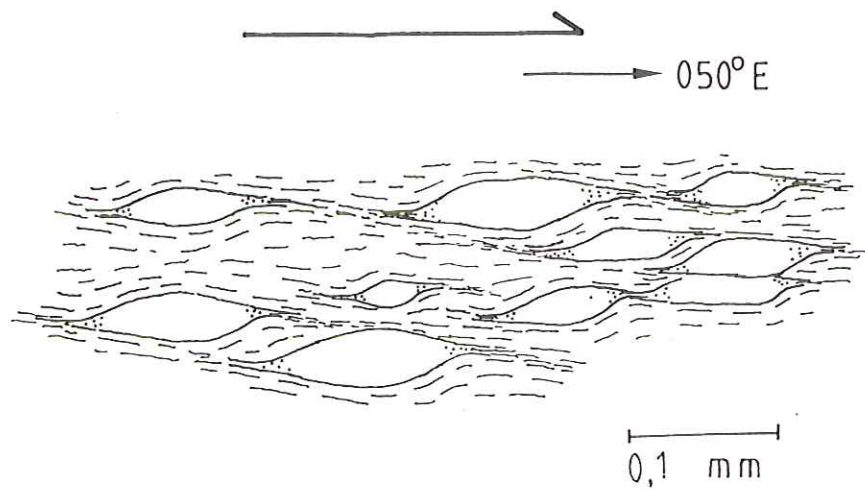


Fig.64 Radiolaires déformées montrant un sens de cisaillement vers le NE au Moulin de Graïs.

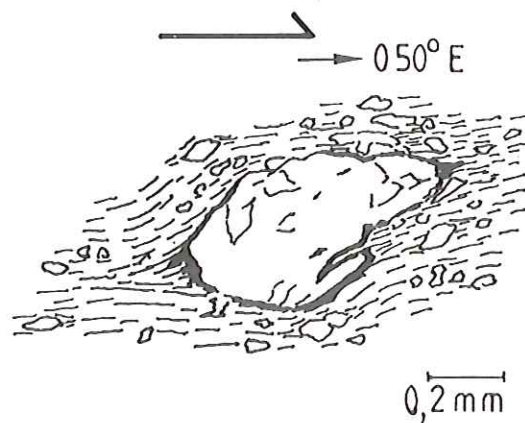


Fig.65 Conglomérat cisailé vers le NE à 1,5 km au Nord de Ceps.

N.B : Les échantillons des figures 66, 67 et 68 ont été pris près de la terminaison periclinale de l'unité de Ferrals-Malviès.

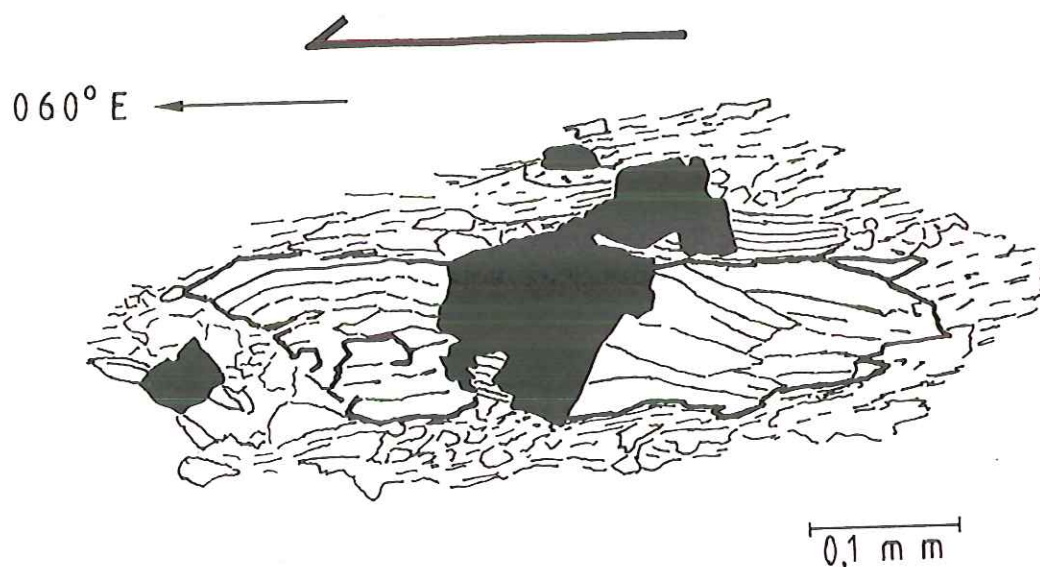


Fig.66 Pyrite et queue de cristallisation asymétrique : Critère de sens de rotation vers le ENE dans le flanc Nord (pendage Sud) de l'unité de Ferrals-Malviès. Echantillon pris à 2 km SW d'Olargues.

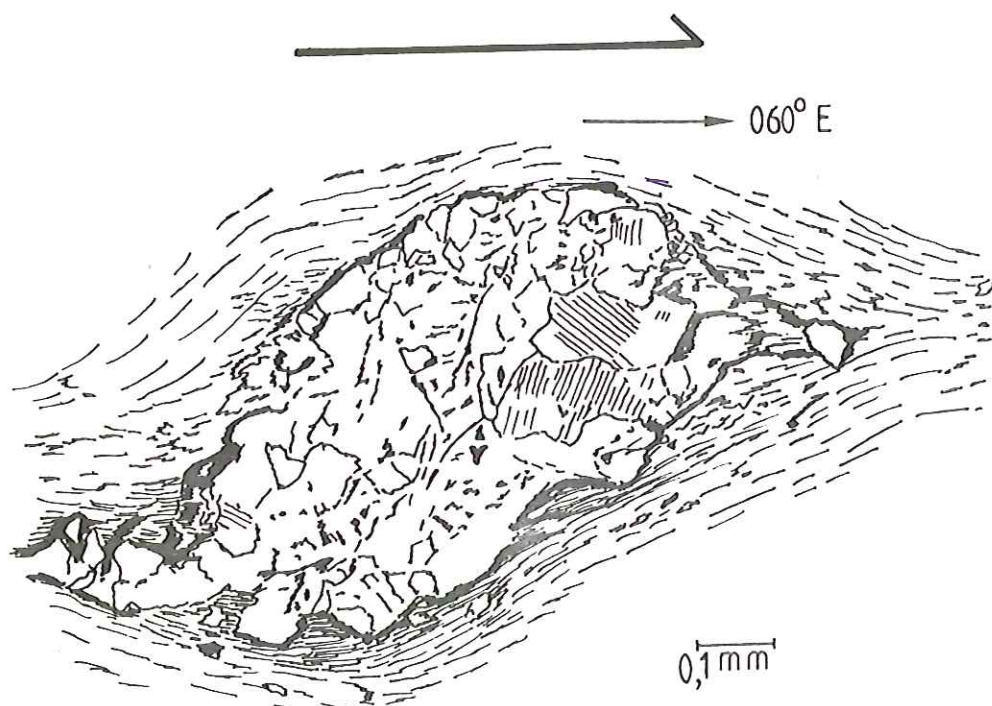


Fig.67 Calcaire noduleux montrant un sens de cisaillement vers le ENE (flanc Nord de l'unité de Ferrals-Malviès, 2 km à l'Ouest de la Fumade).

PLANCHE 2

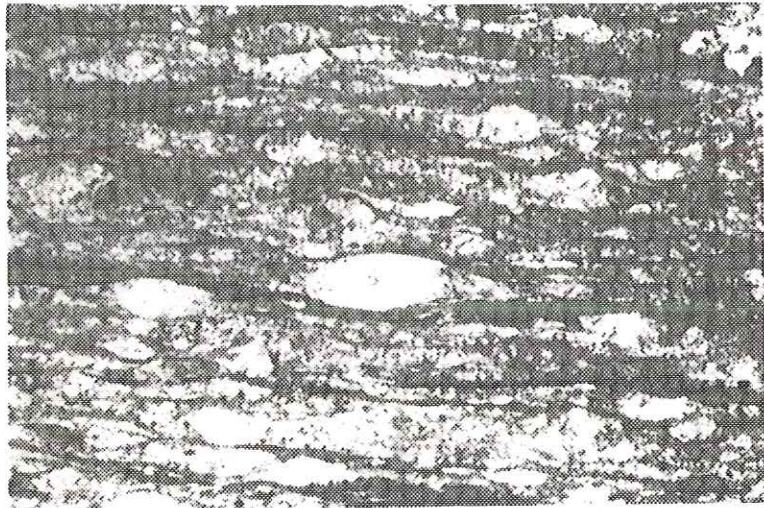
Fig.1 : Zone abritée asymétrique montrant la vergence vers l'Est à près de Valausse dans le grès Ordovicien de la nappe du Mont Peyroux.

Fig.2 : Mica sigmoïde et zone abritée asymétrique montrant le cisaillement ductile vers l'ENE à 500 m l'Est du Pin dans les schistes Viséens de la nappe des Monts de Faugères.

Fig.3 : Radiolaires déformés de l'échantillon M 100 (Radiolarrite Viséenne) au Moulin de Graïs.

Fig.4 : Même échantillon que le fig.3 ; détail d'ombre de pression autour d'un radiolaire vers l'ENE.

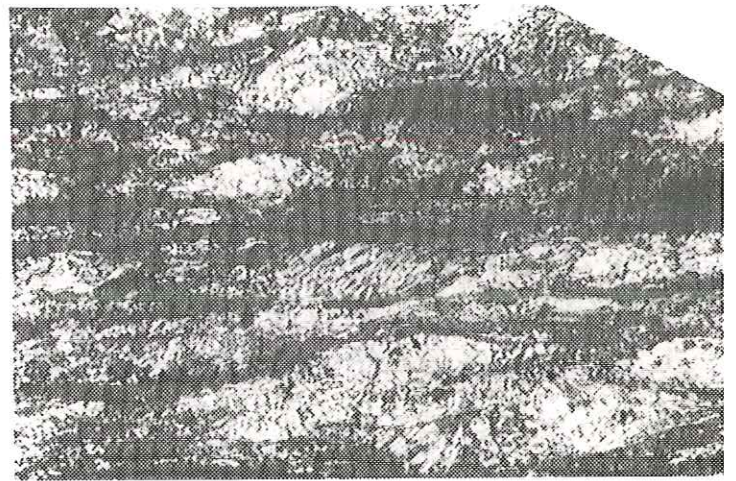
H → E



(1)

0,1 mm

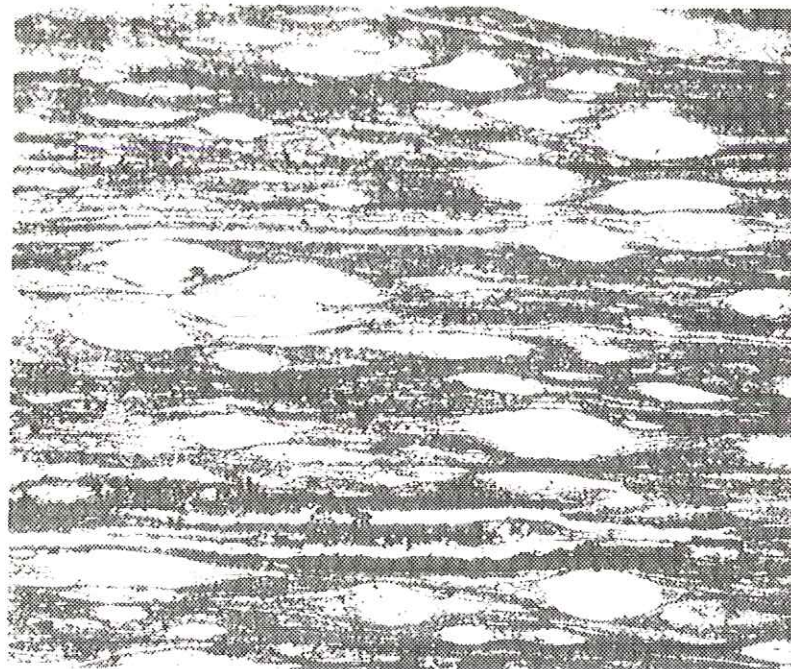
H → ENE



(2)

0,1 mm

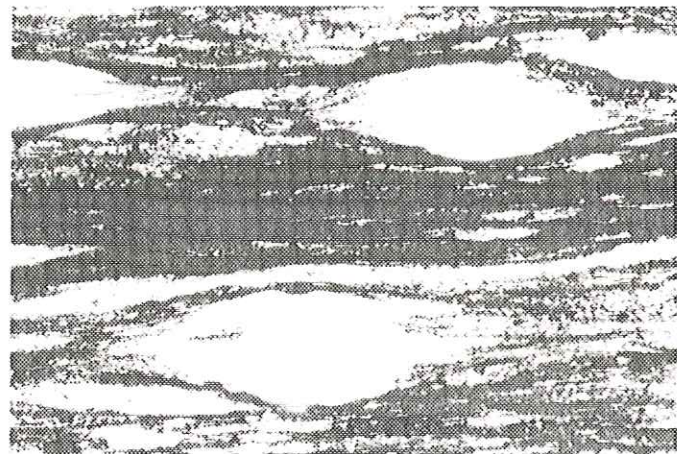
H ← ENE



(3)

0,1 mm

H ← ENE



(4)

0,01m

Dans le secteur de la synforme de Roquebrun, les pendages de la schistosité S1 sont très dispersés mais la direction de la linéation d'étirement est toujours sensiblement E-W (060°E à 090°E) (Fig.59). Dans ce secteur, il n'est pas facile de trouver le sens de rotation puisque la déformation y est faible rapport X/Y.

(4) La nappe de Paradailhan.

On peut diviser la nappe de Paradailhan en trois unités; Ferrals-Malviès, Lucarnis-Naudet et Camplong-Poussarou. Dans l'unité de Ferrals-Malviès (partie inférieure), la direction de la linéation d'étirement est 060°E à 090°E , mais dans les parties moyenne et supérieure (unités de Lucarnis-Naudet et de Camplong-Poussarou) elle est presque N-S (Fig.59).

Dans la unité de Ferrals-Malviès, les sens de cisaillement (senestre) observés dans le flanc Nord, qui est en série inverse ont identiques à ceux observés dans les schistes, les grès et les calcaires argileux de la zone de transition dans la nappe des Monts de Faugères et dans la nappe du Mont Peyroux. Mais dans le flanc Sud qui en série normale les cisaillements sont alors dextres (Fig.59). Près de la terminaison periclinale, nous avons cherché plus en détail pour trouver les vergences du cisaillement. On constate que le sens du cisaillement s'effectue toujours vers l'Est ou l'ENE que l'on considère le flanc Nord à pendage Sud (Fig.66 et 67) ou le flanc Sud à pendage Nord (Fig.68).

Dans l'unité de Lucarnis-Naudet et l'unité de Camplong-Poussarou, la linéation d'étirement est peu marquée. Mais à l'affleurement on note des stries et des cristallisations en zone abritées, dont l'asymétrie montre un sens de rotation vers le Sud (Fig.69). En lame mince les ombres de pression asymétriques et les

minéraux sigmoïdes indiquent également des rotations du Nord vers le Sud (Fig.70).

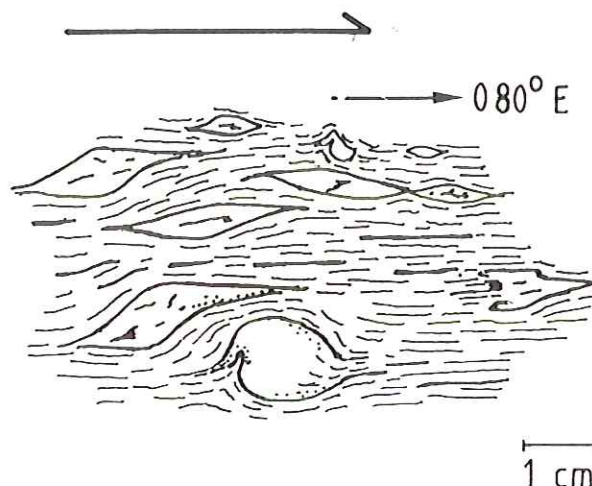


Fig.68 Critère de sens de cisaillement vers l'Est dans le flanc Sud (pendage Nord) de l'unité de Ferrals-Malviès (5 km au SW de Malviès).

V-3-2. Le problème du plissement

Dans le versant Sud de la Montagne Noire, il y a deux ou trois phases de plissement (cf. III-3). Pour connaître la relation entre P1 qui correspond à des plis isoclinaux, le cisaillement ductile est vers l'Est et les plis P2 qui sont déversés ou droits, nous avons observé le sens de rotation dans les deux flancs de P1 qui se situe à la zone de transition (Fig.71 et 72). Dans les deux flancs, le sens est identique et a une vergence vers l'Est. C'est à dire, les plis P1 se sont formés avant ou pendant le cisaillement ductile (Malavieille, 1983).

Par contre dans l'unité de Ferrals-Malviès on peut observer des sens de rotation différents dans le flanc Nord et le flanc Sud (cf. V-3-1) (Fig.59). En outre, à l'Est de Saint-Etienne-d'Albagnan, un pli isoclinal métrique correspondant à un repli a été analysé. Les sens de cisaillement observés s'inversent dans les deux flancs

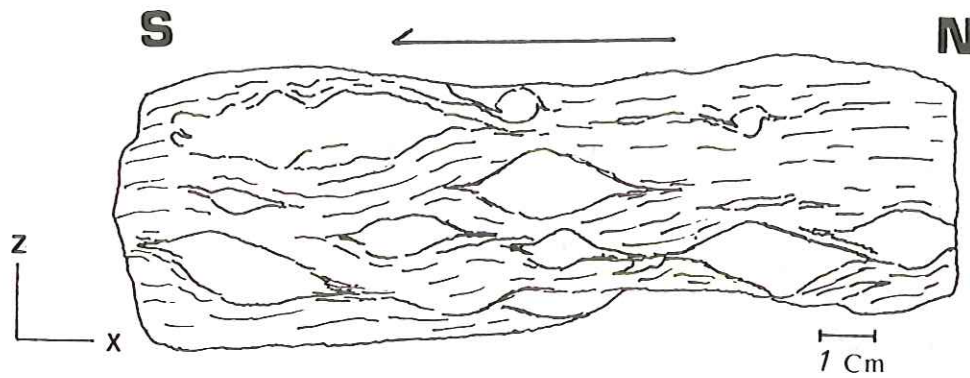


Fig.69 Calcaire noduleux montrant un cisaillement ductile vers le Sud à 2 km au Nord de Paradailhan.

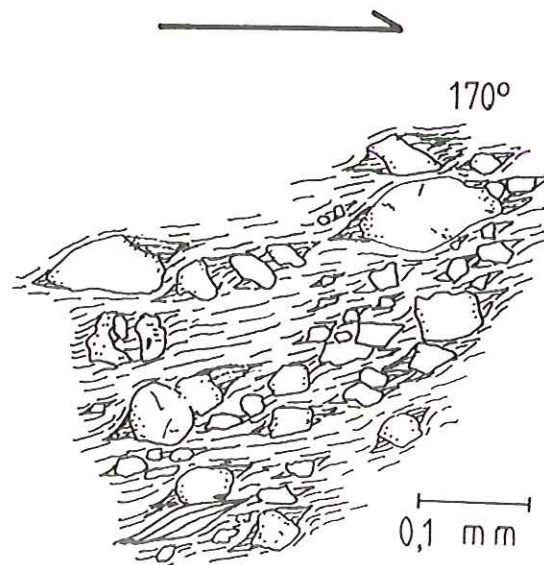


Fig.70 Critères d'un sens de rotation vers le Sud à 5 km au NW de St-Chinian.

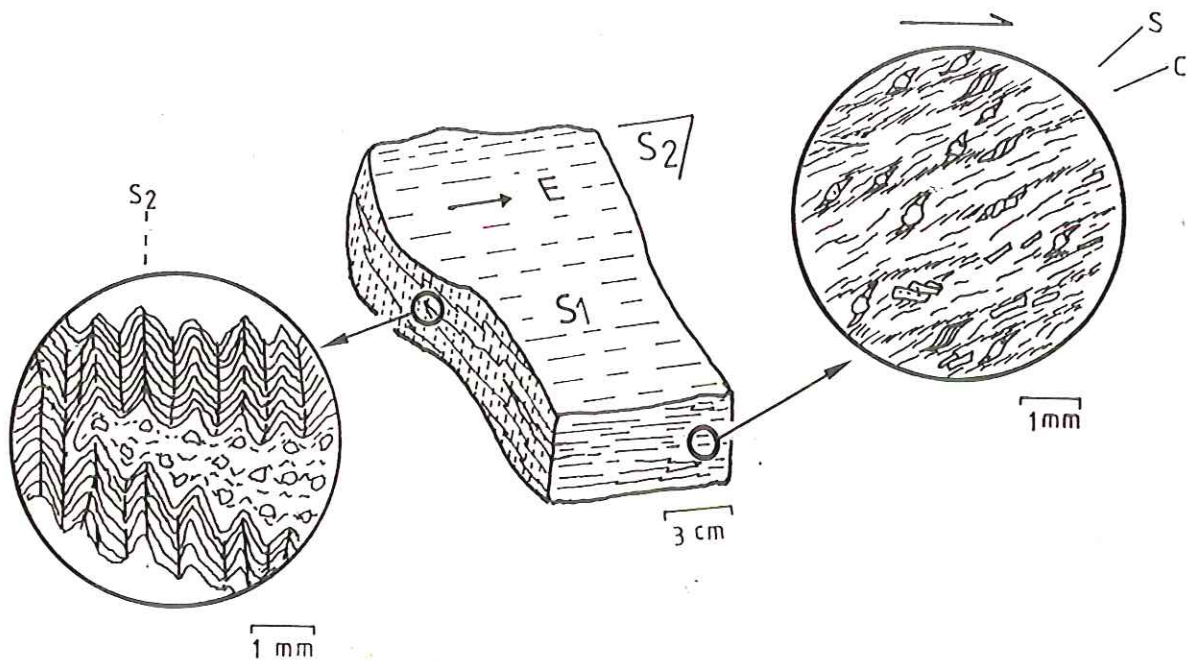


Fig.71 Echantillon montrant le même sens de rotation vers l'Est des deux flancs d'un pli P1 dans les schistes X (700 m NNE de St-Etienne-d'Albagnan).

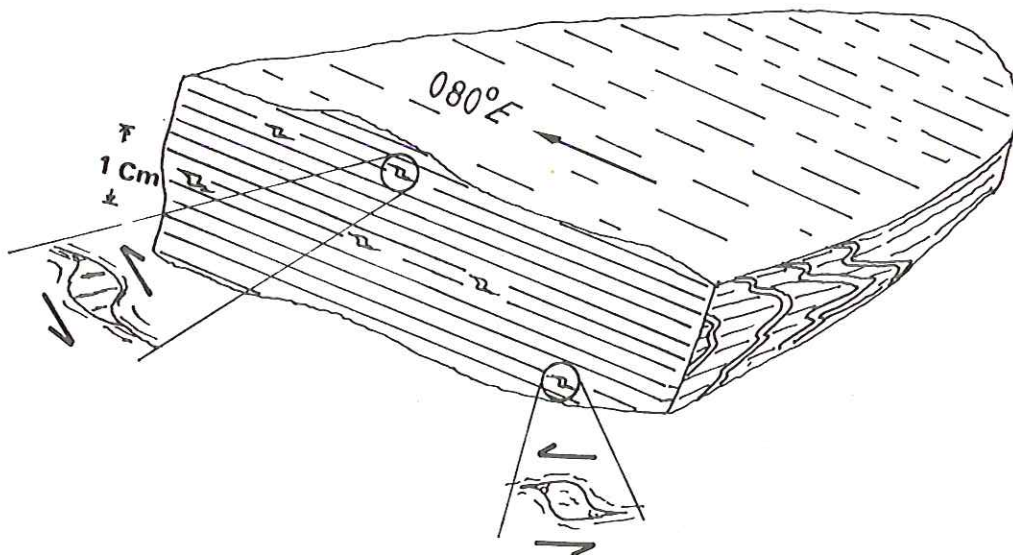


Fig.72 Exemple montrant le même sens de rotation vers l'Est des deux flancs d'un pli P1 dans les schistes X (2 km à l'Est du Poujol-sur-Orb).

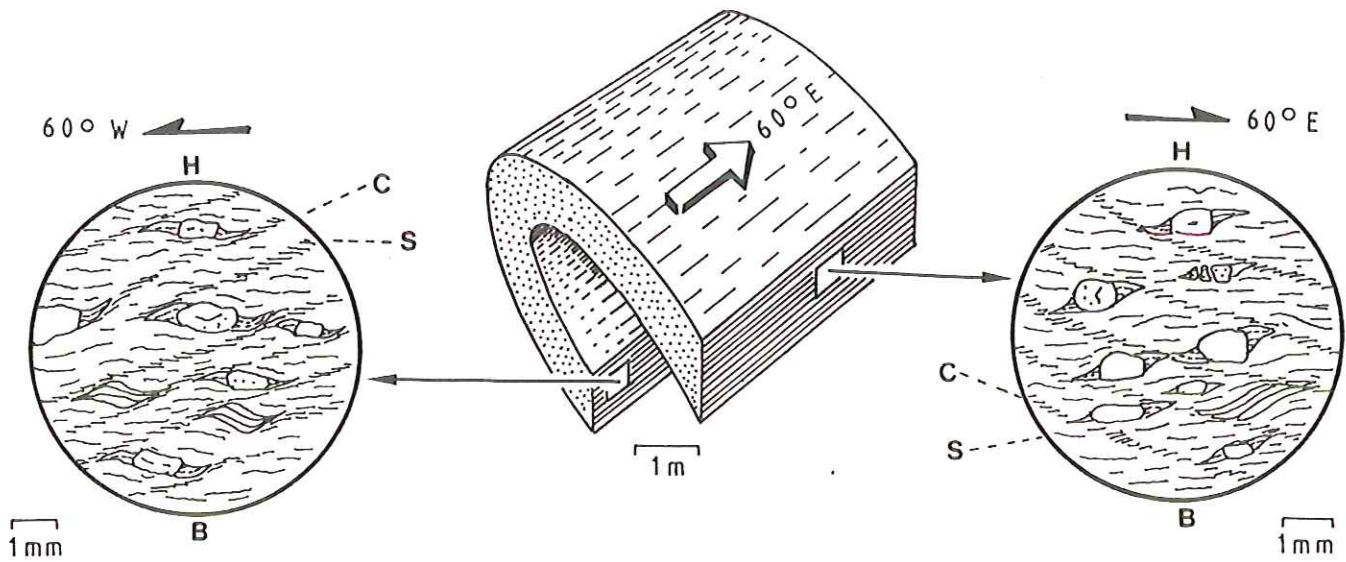


Fig.73 Différents sens de cisaillement dans les deux flancs d'un pli isoclinal P2 à l'Est de St-Etienne-d'Albagnan.

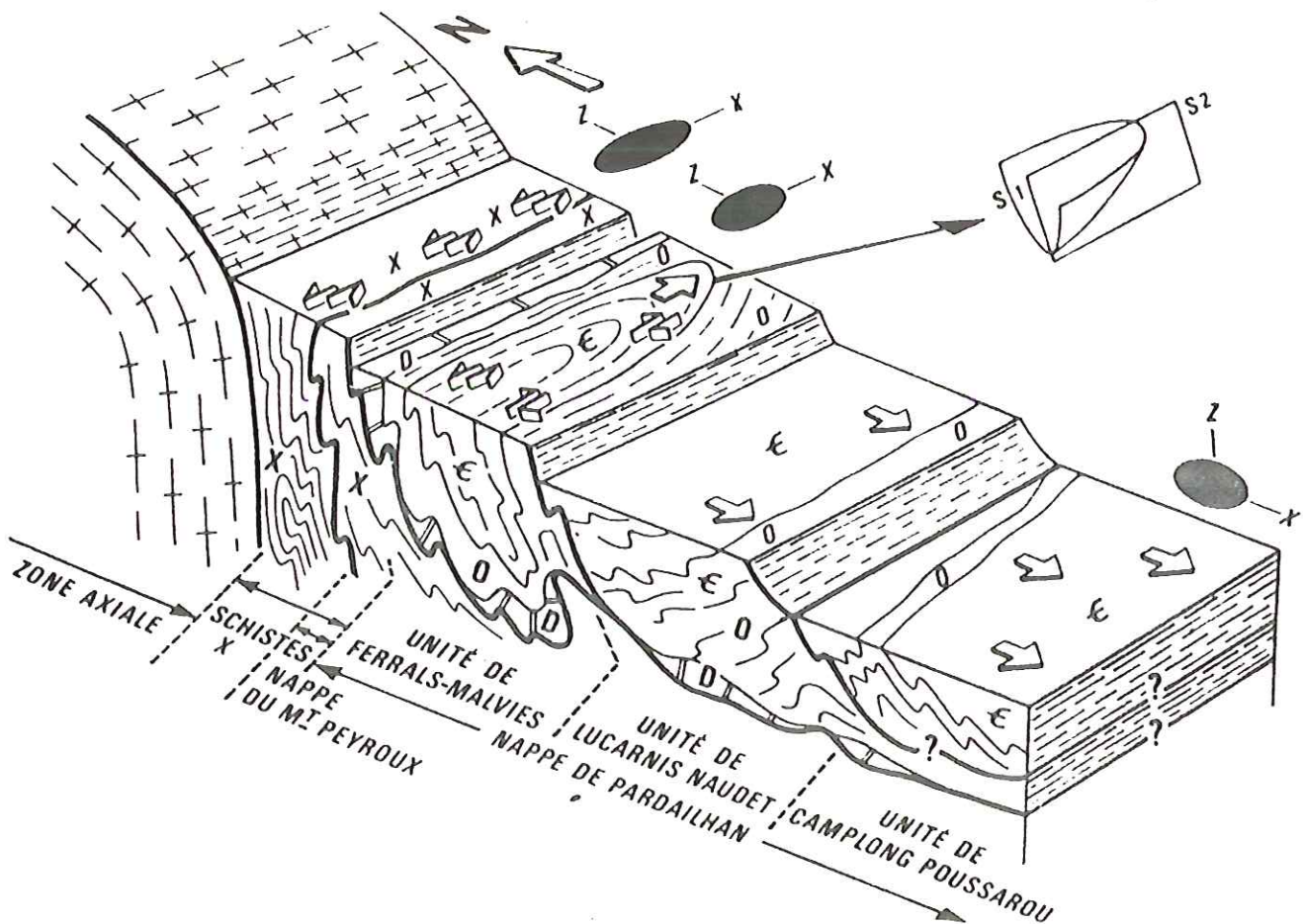


Fig.74 Block-diagramme des principales structures associées aux linéation d'étirement. Les flèches indiquent le sens de cisaillement et les ellipses correspondent aux valeurs relatives des rapports X/Z dans le plan XZ.

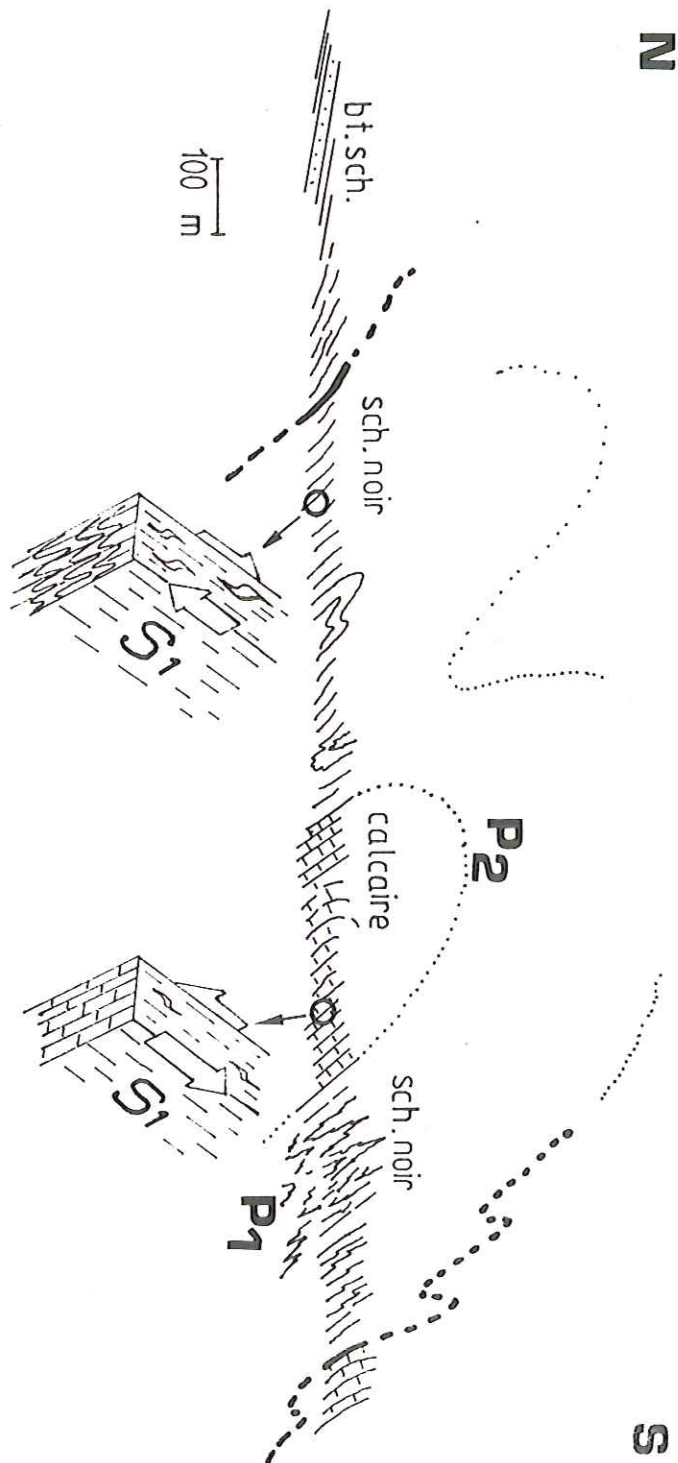


Fig. 75 Coupe illustrant l'inversion des sens de cisaillement dans la S1
les deux flancs d'un pli P2 d'axe E-W au Sud de Margal.

PLANCHE 3

Fig.1 : Mica sigmoïde à vergence vers le NE à 1 km au SSW de Boissezon dans la nappe du Mont Peyroux.

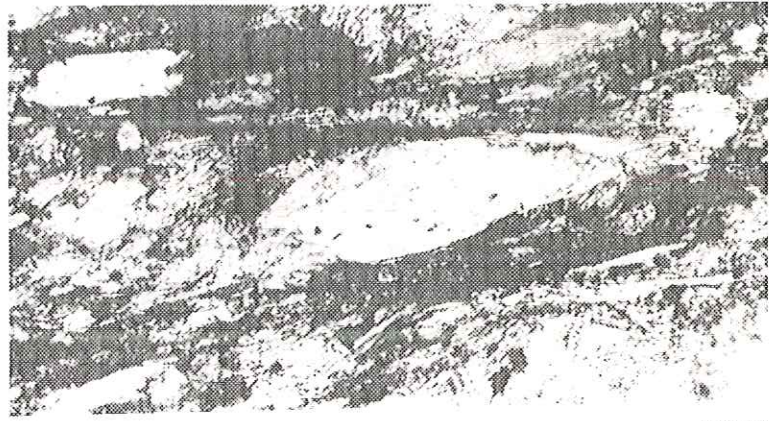
Fig.2 : Zone abritée asymétrique montrant la vergence vers l'ENE à 750 m l'Ouest de la Fumade dans le flanc Nord de la synforme de Ferrals-Malviès.

Fig.3 : Plans C et S dans une zone de cisaillement ductile vers l'WSW à 1 km au Sud de St-Etienne-d'Albagnan dans le flanc Sud de la synforme de Ferrals-Malviès.

Fig.4 : Pyrite et queue de cristallisation montrant la vergence vers l'ENE à 1 km l'WSW d'Olargues dans le flanc inverse de l'unité de Ferrals-Malviès.

Fig.5 : Ombre de pression de quartz autour de pyrite montrant le sens de rotation vers l'WSW à 1 km l'Est de Malviès dans le flanc normal de l'unité de Ferrals-Malviès.

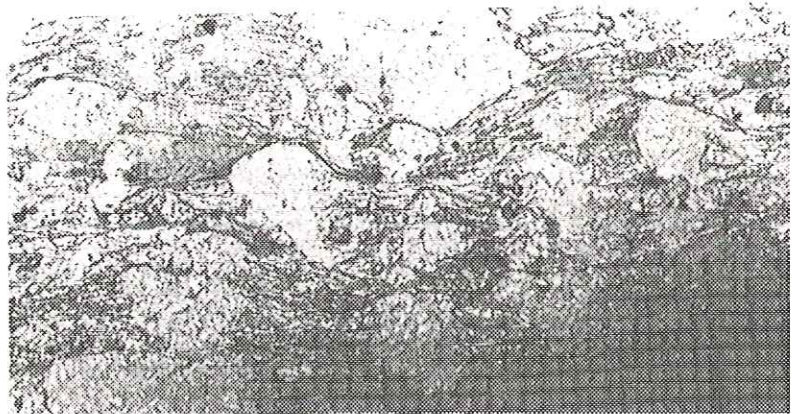
H → NE



0,01 mm

(1)

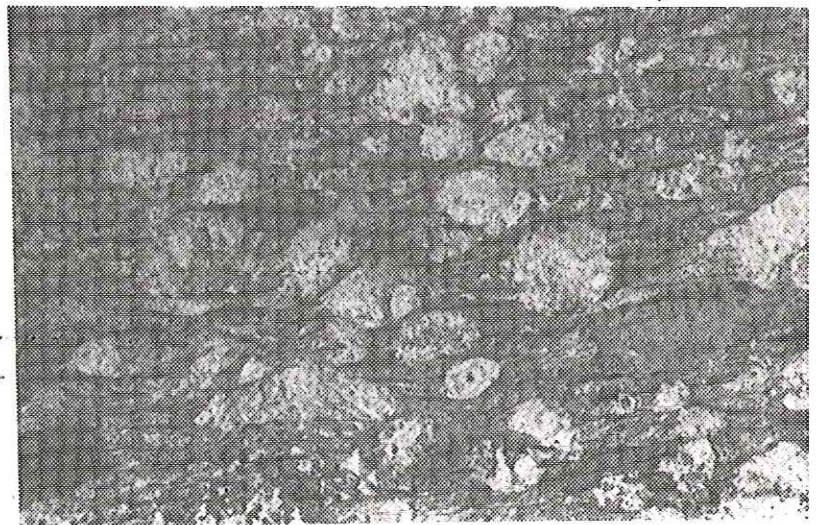
H → ENE



0,1 mm

(2)

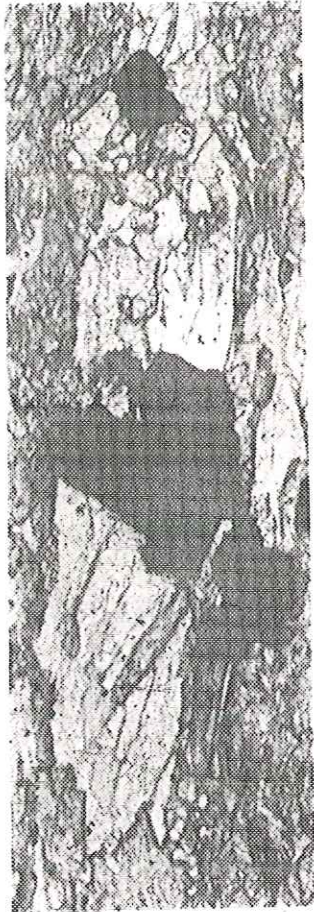
H → WSW



0,1 mm

(3)

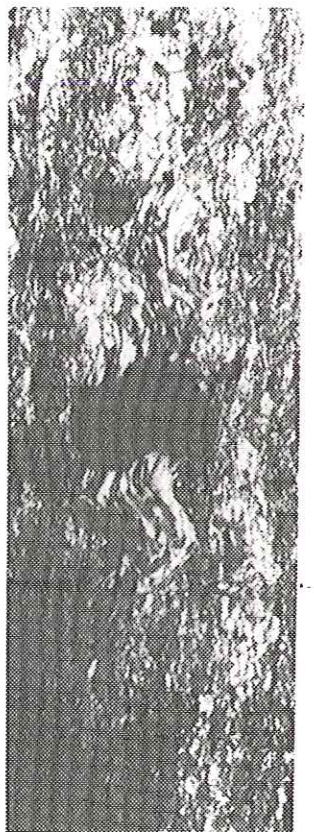
ENE ← H



0,1 mm

(4)

WSW ← H



0,01 mm

(5)

(Fig.72). Dans la zone de la terminaison periclinale, là où la foliation S1 est subhorizontale, la vergence du cisaillement est vers l'Est ou l'ENE (Fig.74). On retrouve ce phénomène dans la série viséenne située au Sud de village du Pin (Fig.59) et également à la limite entre la zone de transition et la nappe des Monts de Faugères au Sud de Margal (Fig.75). Ces observations nous amènent à penser que les plis P2 sont postérieure à P1 synchrones ou préchrones du cisaillement ductile.

V-4. CONCLUSION.

Dans le versant sud de la Montagne Noire, les unités inférieures (la zone de transition, la nappe des Monts de Faugères, la nappe du Mont Peyroux et la partie inférieure de la nappe de Pardailhan) indiquent un cisaillement à vergence Est ou ENE. Dans la partie inférieure de l'édifice de nappes, le cisaillement peut être compatible avec la mise en place des nappes. D'autre part, On a pu constater que le sens du cisaillement s'inverse dans les deux flancs des plis E-W. Ces plis initialement considérés comme des tête plongeantes liées à la mise place des nappes sont donc des P2 replissant la foliation précoce. Le plus souvent ces P2 ont leur axe parallèle à la linéation d'étirement (sauf exception rare). Le régime de déformation est constrictif (cf. Chapitre IV). Il est donc logique que des plis P2 ou P1-2 apparaissent parallèlement à la linéation d'étirement.

Dans la partie moyenne et supérieure de la nappe de Pardailhan, on peut observer un cisaillement du Nord vers le Sud. La transition entre le domaine de linéation d'étirement E-W (050°E à 090°E) et le domaine de linéation d'étirement N-S (170° à 210°)

s'effectue par une zone où il n'existe pas de direction d'étirement privilégié ($X/Y=1$). De ce fait, on n'observe jamais la superposition des deux linéations. Par contre, dans le domaine "profond" (zone de transition (Schistes X) et nappe des Monts de Faugères) la schistosité S3 subhorizontale et localement associée à des plis à vergence externe est géométriquement analogue à la S1 du domaine "superficiel". On peut donc penser que les mouvements à vergence Sud sont plus tardifs et résultent de la phase finale de surrection du dôme granito-gneissique de la zone axiale et d'une partie de sa "couverture" des nappes.

Une interprétation structurale d'ensemble sera discutée dans le chapitre suivant.

CHAPITRE VI. DISCUSSION DES MODELES DE MISE EN PLACE DES NAPPES

CHAPITRE VI. DISCUSSION DES MODELES DE MISE EN PLACE DES NAPPES

Dans le Versant Sud de la Montagne Noire, l'existence de plusieurs nappes-plis couchés affectées d'une déformation polyphasée est depuis longtemps reconnue (Gèze, 1949, De Sitter et Trümpy, 1952). Depuis les travaux de F. Arthaud (1966, 1970), il est admis que ces nappes se sont mises en place du Nord vers le Sud (Fig.76). Pour rendre compte des linéations, A. Nicolas et al. (1977) ont proposé un modèle lié au fonctionnement d'un décrochement ductile. Dans un premier temps, l'échauffement lié à la friction des blocs ("shear heating") engendre l'apparition d'un dôme migmatitique dont la surrection déclenche la mise en place des nappes du Nord vers le Sud par gravité (Fig.77).

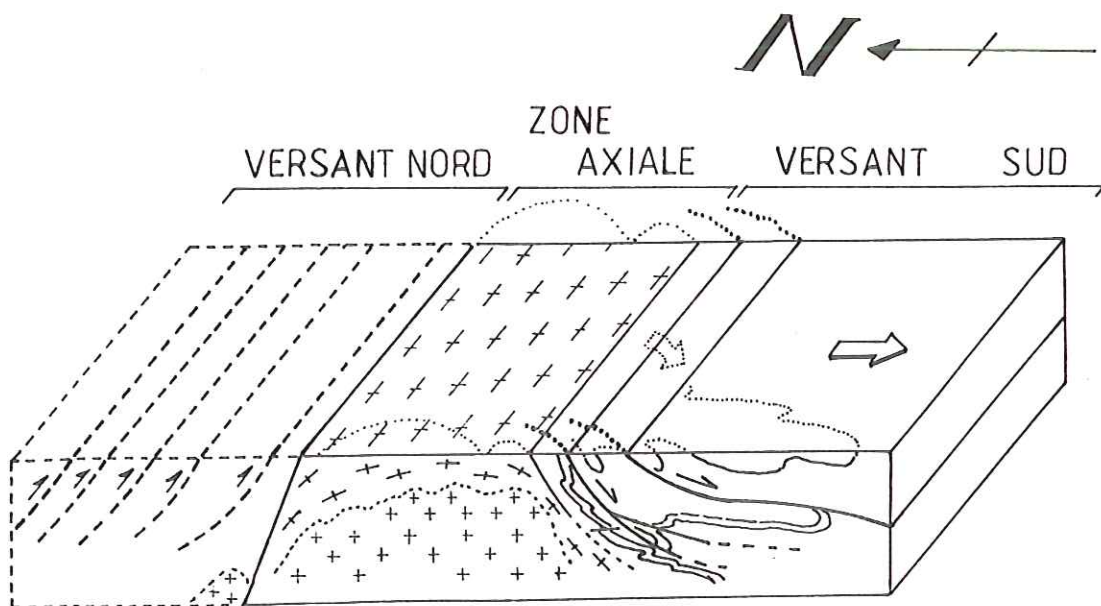
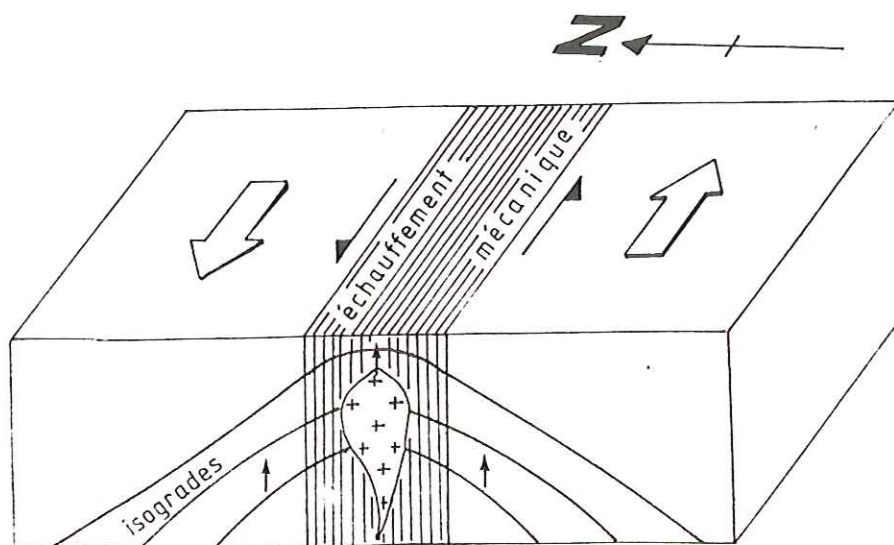
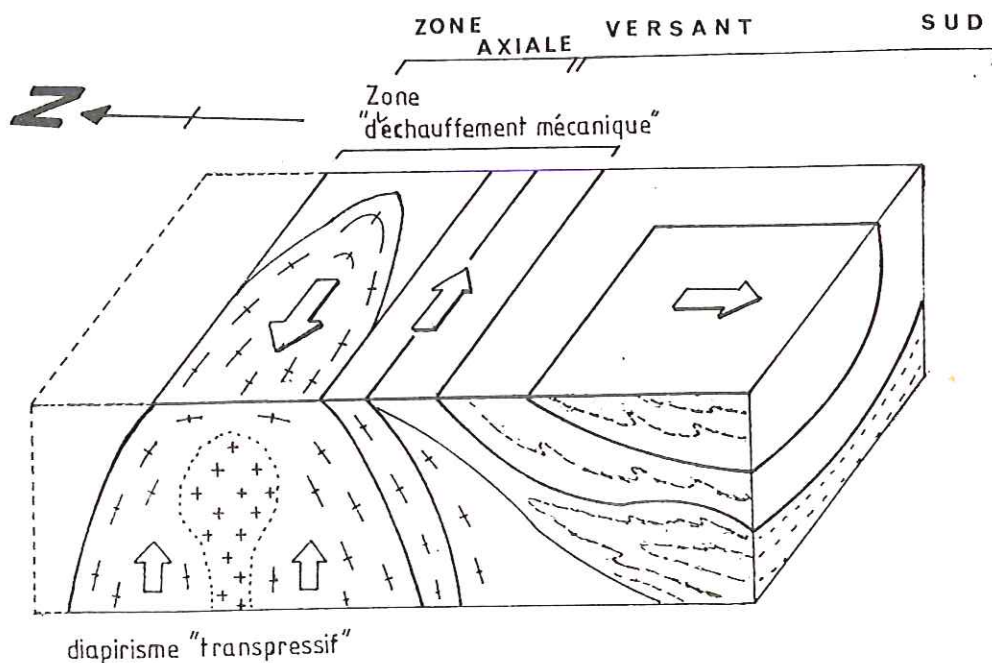


Fig.76 Modèle de F. Arthaud (1970) impliquant l'existence de plis couchés pluri-kilométriques se mettant en place du Nord vers le Sud.

Or nos observations montrent que, si à la linéation d'étirement de direction E-W est associée à un cisaillement sénestre près de la Zone Axiale où la foliation est subverticale, les mêmes



[a]



[b]

Fig.77 Modèle de A. Nicolas (1977) : (a) Fonctionnement du linéament ductile sénéestre est relèvement subséquent des isogrades. (b) : Mise en place des nappes par glissement gravitaire sous l'effet de la surrection oblique du dôme migmatitique.

critères indiquent un cisaillement du compartiment supérieur d'Ouest en Est quand elle est subhorizontale.

D'autre part, cette foliation à faible pendage, porteuse de la linéation "E-W" ($N60^{\circ}-80^{\circ}$ en moyenne) se retrouve loin au Sud du contact avec la Zone Axiale, il n'y a donc pas de relation directe entre cette linéation et l'existence d'un linéament décrochant. Il y a lieu de penser que cette foliation, initialement à faible pendage a été redressée soit dans les flancs de plis "P2", soit près du contact avec la Zone Axiale lors de son soulèvement.

Le problème principal tient à la relation entre la linéation d'étirement et les plis. En effet, il y a le plus souvent parallélisme entre la linéation d'étirement et les axes de plis. Cette relation, depuis longtemps remarquée, a été dans le passé interprétée comme résultant d'un étirement (échappement) perpendiculaire au déplacement des nappes (F.Arthaud, 1966).

Or, dans ces conditions, comment expliquer que le sens du cisaillement s'inverse dans les deux flancs de certains plis (ex. Ferrals-Malviès), tandis que la linéation se maintient en dehors de l'existence de tels plis (ex. Ceps, ..).

En fait, il convient de distinguer deux "générations" de plis homoaxiaux rarement associés sur le terrain. Les plis P1 sont isoclinaux, le plus souvent couchés, les plis P2 sont plus ouverts et faiblement déversés. Dans les plis P1, la direction de cisaillement est identique dans les deux flancs, ce qui signifie qu'ils se sont formés avant ou pendant le cisaillement ductile vers l'Est. Dans les plis P2 au contraire, le sens de cisaillement s'inverse dans les deux flancs, ce qui signifie qu'ils sont tardifs par rapport à la foliation de mise en place des nappes qu'ils replissent.

On constate d'autre part, que les plis P2 (ou P1-2) sont d'autant plus serrés que l'on se trouve dans un niveau inférieur de l'édifice de nappes. Cette évolution est parallèle à celle de la déformation finie par étirement liée à la mise en place des nappes. On peut donc concilier la formation simultanée de tels plis et de la linéation "E-W" dans une déformation progressive associant une constriction Nord-Sud à un cisaillement de vergence Est.

Par contre, les unités supérieures ont échappé à la déformation cisailante à vergence ENE. En effet, après un domaine de "transition" où la linéation d'étirement ne s'exprime pas (aplatissement pur, $X=Y$), apparaît un domaine où, à la foliation plate "S1", est associée une faible linéation d'étirement de direction Nord-Sud. Le cisaillement associé à cette foliation s'effectue vers le Sud. On peut rapprocher cette "phase" de cisaillement à vergence externe, de la phase 3 que l'on observe dans les nappes inférieures et la "Zone de Transition" (Schistes X).

En effet, les plis P3 à plans axiaux subhorizontaux y indiquent eux aussi, une vergence Sud, dans un domaine où les foliations pre-existantes sont très redressées. De tels cisaillements à vergence "externe" affectent les plis précoces P1 ou P1-2 en donnant des plis à axes courbes (ex. Vieussan). Il s'agit donc là, en ce qui concerne les unités "basses" (ou internes) d'un épisode tardif, mais qui pourrait être sub-contemporain de la schistosité S1 des unités "élevées".

Compte tenu de ces observations, deux modèles cinématiques pourraient être retenus. Le premier modèle (Fig.78), "classique", admet une mise en place des nappes du Nord vers le Sud. Le second modèle (Fig.79), remet en cause la polarité Nord-Sud généralement admise et permet l'intégration des données paléogéographiques jusque

là largement sous-employées.

Modèle 1 (Fig.78)

En admettant que la vergence Sud observée dans la partie supérieure de la nappe de Pardailhan est l'enregistrement de la mise en place primordiale des nappes, on sous-entend que la déformation liée à la linéation E-W est tardive. Cette hypothèse rend compte du renversement des séries par de vastes plis couchés dont la mise en place n'aurait laissé aucune trace dans les unités inférieures, soit qu'il n'y ait pas eu d'étirement ductile associé, soit que les linéations anciennes aient été réorientées lors de la surrection oblique du dôme-diapir de la Zone Axiale.

Pendant le premier stade, les grands plis couchés du Versant Sud se mettent en place vers le Sud. La direction de mise en place des nappes est indiquée par la linéation d'étirement N-S. Cette linéation est très faible ou difficile à trouver. Les linéations d'étirement du Versant Nord sont aussi faiblement marquées. Particulièrement dans la série Cambrienne qui se situe dans la région du Maurian, elles ne sont presque pas marquées. Le mouvement du Nord vers le Sud est en accord avec ce que l'on sait de la tectonique tangentielle du Massif Central où des charriages synmétamorphes du Nord vers le Sud associées à des linéations submeridiennes sont connues à Marvejols (Pin, 1979, Faure et al., 1979), dans les Cévennes (Mattaue et al., 1976), l'Albigeois (Guérangé, 1987) et le Versant Nord de la Montagne Noire (Brunel, 1975. Rolet, 1973).

Après cette déformation, la linéation N-S est réorientée selon une direction E-W pendant la mise en place d'un diapir granito-gneissique dans la Zone Axiale. La zone de transition (Schistes X) et

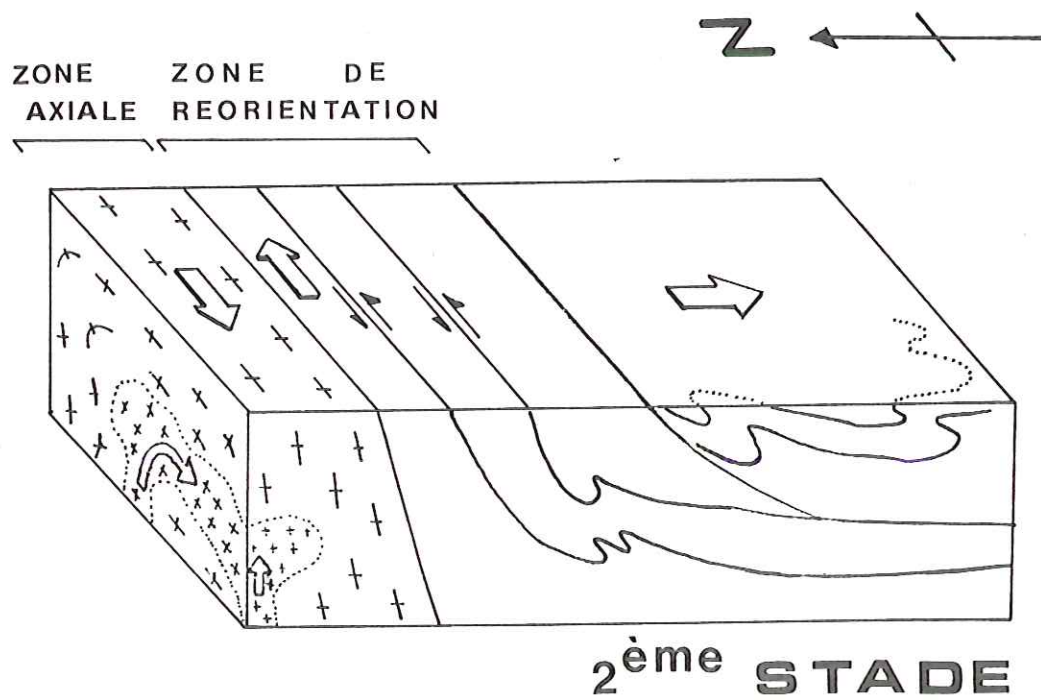
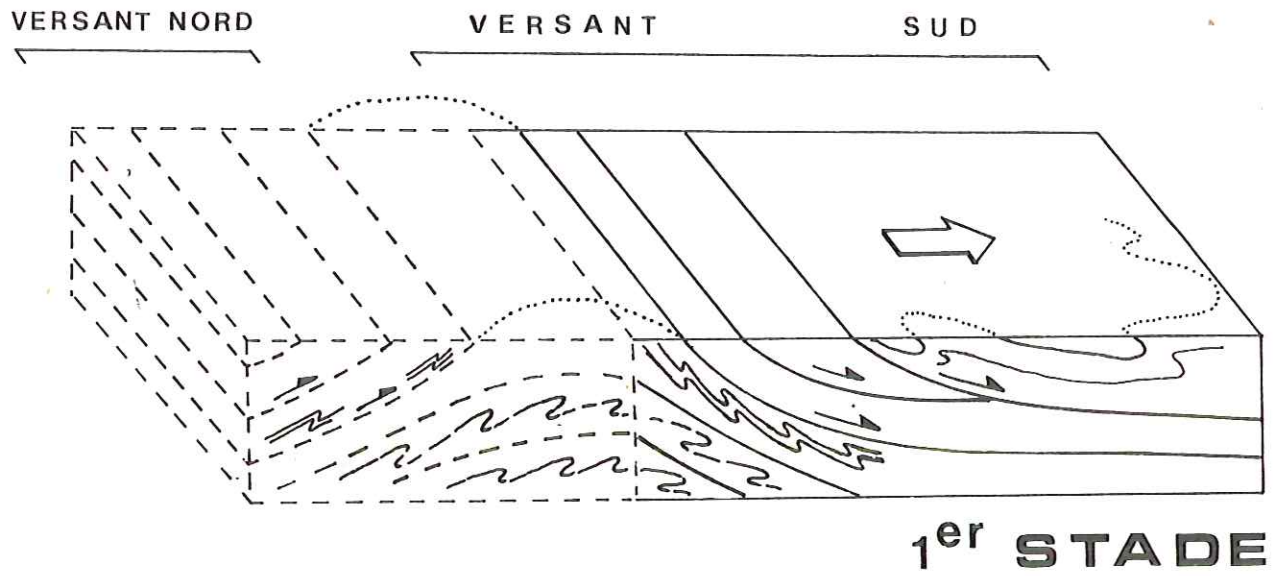


Fig.78 Modèle montrant la mise en place des nappes vers le Sud pendant le premier stade et la réorientation vers l'Est près de la Zone Axiale à cause de la surrection oblique du diapir dans la Zone Axiale pendant le deuxième stade.

les niveaux inférieurs des nappes ont été affectés par cette réorientation, mais le niveau supérieur de la nappe de Pardailhan ne l'a pas été sans doute à cause de son éloignement par rapport à la Zone Axiale. Au cours de ce deuxième stade, des plis homoaxiaux comme par exemple la synforme de Ferrals-Malviès ont replissé l'ensemble des plis couchés formé précédemment.

*pourquoi
3. de ?
transition.*

Cependant ce modèle ne résout pas les problèmes suivants :

- Dans le cas d'une origine septentrionale où se situe précisément la patrie des nappes?
- Comment s'articulent les deux phases successives : gravitaire à vergence Sud puis "décrochante" à vergence Est, et en particulier pourquoi ne voit-on pas se superposer au moins localement les deux linéation d'étirement? Ou encore, pourquoi ne voit-on pas la direction de l'étirement changer progressivement?
- Quel est le mécanisme générateur du dôme de la Zone Axiale, si l'on admet que sa surrection est à l'origine des nappes par glissement gravitaire?

Modèle 2 (Fig.79)

Ce modèle ne remet en cause que partiellement l'hypothèse de mise en place du Nord vers le Sud, dans la mesure où des mouvements à vergence Sud intéressent de façon indubitable les unités les plus élevées. Néanmoins, compte tenu de nos observations sur la cinématique et la chronologie des déformations mineures, nous sommes amenés à considérer que les mouvements à vergence ENE sont primordiaux.

Du caractère homoaxial des plis P1 et P2 et leur constant parallélisme avec la linéation d'étirement d'une part, et de l'absence de superposition des linéations "E-W" et "N-S" d'autre

part résulte un modèle cinématique où les différentes "phases" de déformation s'articulent en un continuum.

Dans un stade précoce, se produit une imbrication à vergence ENE. Pour rendre compte de l'évolution ultérieure, il faut considérer que la convergence se fait obliquement par rapport à des crustales préexistantes (Fig.79-a). L'épaississement crustal qui en résulte (subduction "A") amorce en profondeur une ride de direction approximativement E-W dont la remontée diapirique donnera naissance à la Zone Axiale. Cette phase précoce est vraisemblablement contemporaine des paragenèses progrades de moyenne pression (Demange, 1978, 1981) voire de haute pression (Cohen, 1975, Demange et al. 1977) décrites dans la Zone Axiale.

discontinue

L'étirement parallèle au déplacement des unités, dirigé WSW-ENE, s'accompagne à leur base d'une constriction dans le plan horizontal (L-tectonites). Cette constriction amorce des plis dont les axes sont sub-parallèles au déplacement des nappes. Dans le même temps, la déformation des unités supérieures reste faible ou nulle.

Dans un deuxième stade, s'amorce selon un axe grossièrement E-W, la surrection progressive de la Zone Axiale. Cette surrection s'accompagne d'un réarrangement des isothermes, tandis que, en relation avec une anatexie précoce, s'établit le métamorphisme basse pression caractéristique de la Montagne Noire. La permanence des mouvements à vergence ENE accompagne la mise en dôme des unités profondes par diapirisme. Il en résulte un serrage N-S responsable des plis P2 et du redressement progressif des unités internes ("Zone de Transition" et nappe des Monts de Faugères). Ce serrage N-S en contexte transpressif a pour effet de réorienter partiellement la linéation précoce qui de N60° dans les unités restées à "plat" passe à N80° là où la foliation est verticalisée. Tandis que les unités

inférieures poursuivent en continuité leur translation vers l'Est, la surrection du dôme amorce le glissement gravitaire vers le Sud des unités les plus élevées (Fig.79-b).

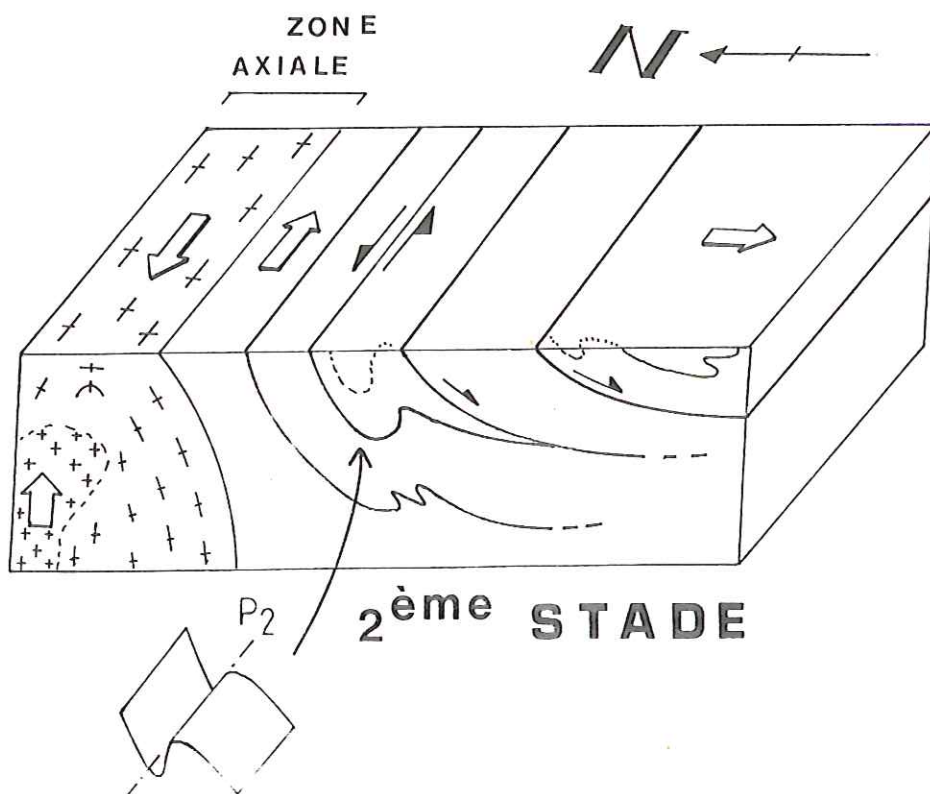
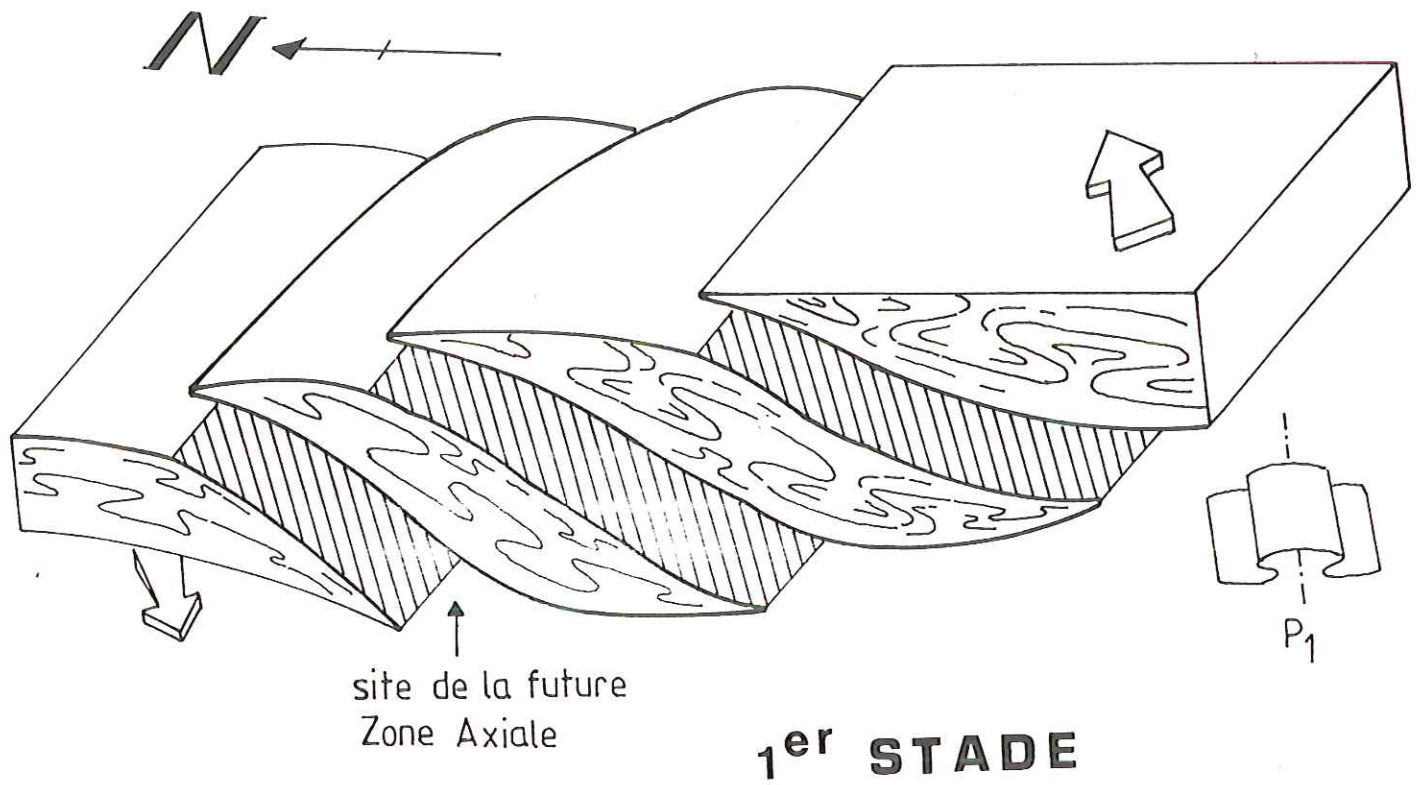
Dans un stade ultime, alors que migmatisation et granitisation progressent dans la Zone Axiale, les blastomylonites ("gneiss à petits yeux") qui enveloppent le dôme-diapir enregistrent ses derniers mouvements de "gonflement" avec des vergence opposées à l'Est (vers l'Est) et à l'Ouest (vers l'Ouest) (Cottureau, Memoire de D.E.A. 1988). Pendant ce temps, les déplacements tangentiels vers l'Est s'atténuent tandis que prédominent les mouvements verticaux. Les déplacements gravitaires à vergence Sud progressent alors vers les unités plus internes (Fig.79-c) pour atteindre finalement la Zone de Transition (Schistes X) et d'une façon générale les domaines où la structure est très redressée sous la forme des plis P3 à plan axial subhorizontal.

Ce modèle pose aussi des problèmes, ainsi:

- Il est difficile d'expliquer mécaniquement le renversement des séries et la formation de plis en fourreaux plurikilométriques dans une déformation assez peu ductile : γ faible, gradient de température peu élevé.
- On ne voit pas comment on passe du cisaillement vers l'Est au cisaillement vers le Sud en continuité.
- Dans le cas d'une origine "occidentale" des nappes, où se situe précisément la patrie des nappes?
- Quel est le mécanisme générateur du dôme?
- Dans l'orogénèse hercynienne du Massif Central, il n'y a jusqu'à maintenant ^{pas} d'indication de mouvements d'Ouest en l'Est.

Des études complémentaires dans la nappe du Minervois et dans le Versant Nord sont nécessaires afin d'apporter de nouveaux

arguments en faveur de l'un ou l'autre des deux modèles.



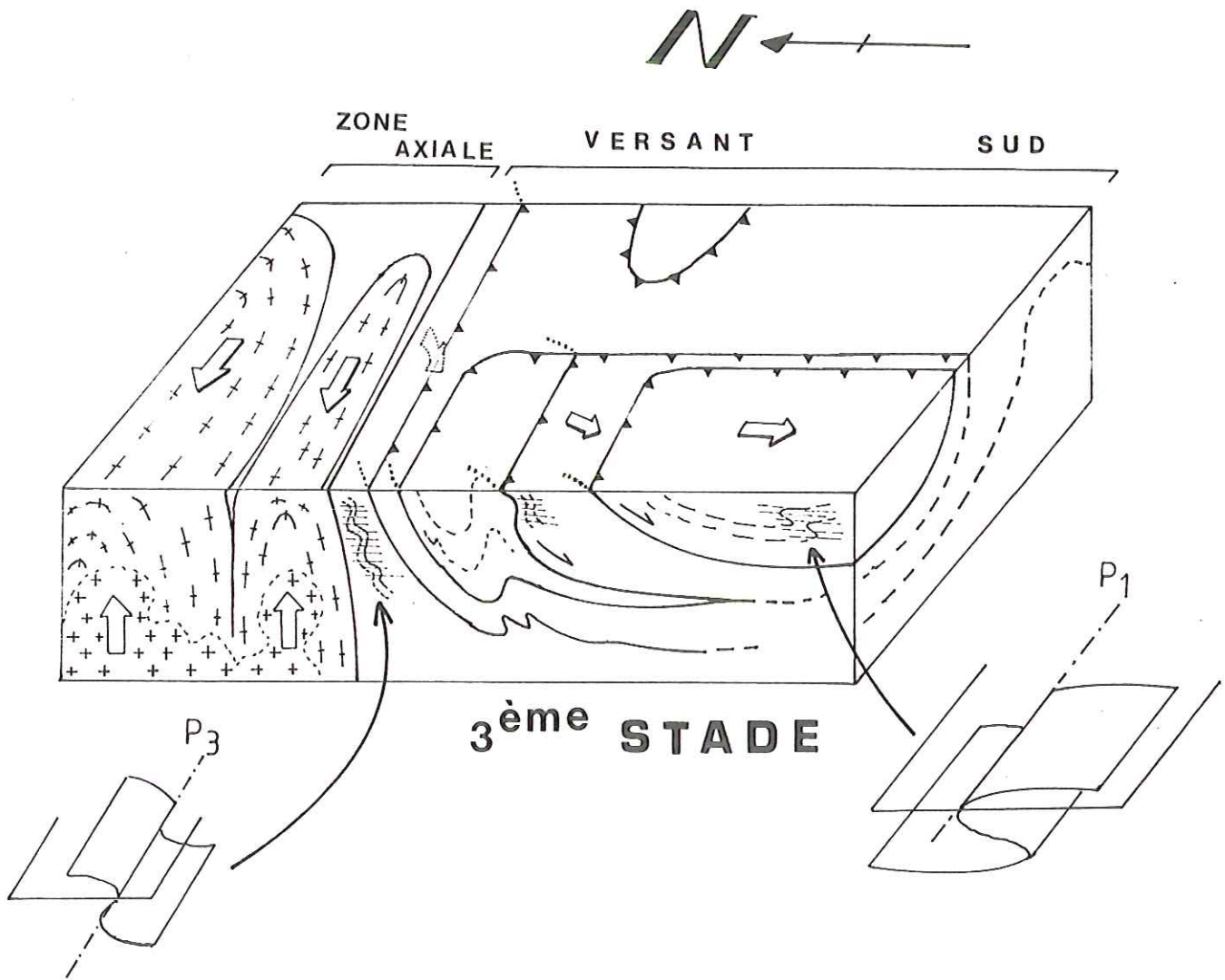
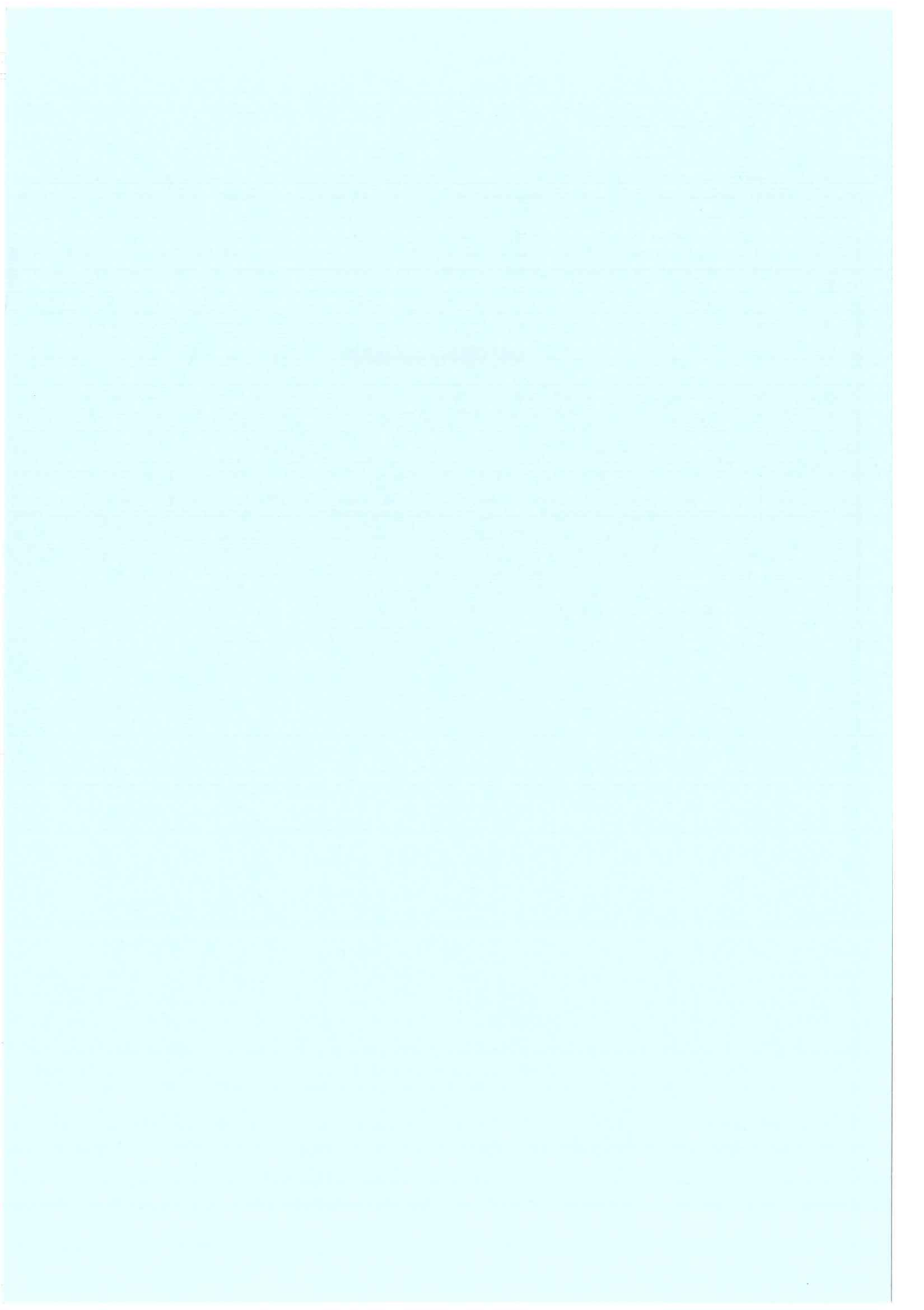


Fig.79 Modèle montrant la mise en place initiale des nappes vers l'ENE, suivie en continu d'un serrage transpressif sénestre en liaison avec la surrection de la Zone Axiale. Le stade ultime résulte de la prédominance des mouvements à vergence Sud sous l'effet de la mise en dôme finale de la Zone Axiale.

CONCLUSION GENERALE



CONCLUSION GENERALE

En accord avec tous les travaux précédents, la déformation qui affecte les nappes du Versant Sud de la Montagne Noire est polyphasée. La schistosité S1 est replissée à la base de l'édifice de nappes et près de la Zone Axiale. Par contre dans les parties supérieures des nappes, elle a conservé sa disposition originelle proche de l'horizontale. Après la formation de la schistosité S1 qui est liée au transport des nappes, la schistosité S2 se forme pendant un serrage Nord-Sud. Localement S2 est repliée par des glissements gravitaires qui donnent naissance à une S3 subhorizontale.

En ce qui concerne la linéation d'étirement, dans la partie inférieure des nappes et la zone de transition (Schistes X), sa direction est presque E-W ($N45^{\circ}E$ à $N90^{\circ}E$). Dans la région où les pendages de la schistosité S1 sont subverticaux (zone de transition (Schistes X) et partie Nord de la nappe des Monts de Faugères), la direction apparente de la linéation d'étirement se rapproche de la direction $N80^{\circ}E$ qui est celle des plis P2. En outre, dans le plan vertical, la linéation tend à tourner pour se rapprocher de l'horizontale, ce qui traduit une permanence de l'étirement subhorizontal pendant la formation des plis P2. Par contre dans les unités supérieures de la nappe de Pardailhan, la plupart des linéations sont NNE-SSW. Il n'y a pas de passage continu entre ces deux directions de linéation d'étirement "E-W" et "N-S". La transition entre le domaine à linéation $N45^{\circ}$ à $80^{\circ}E$ et celui à linéation $N10^{\circ}$ à $30^{\circ}E$ s'effectue par un secteur où la linéation d'étirement disparaît.

Les plis peuvent être divisés en trois phases différentes : La phase de plissement 1 (P1) liée à la mise en place des nappes est

représentée par des plis isoclinaux, d'axe $N60^{\circ}$ à $90^{\circ}E$. Les plans axiaux de ces plis sont toujours parallèles à la schistosité S_1 . La phase de plissement 2 (P_2) replisse les plis P_1 . Dans la zone de transition (Schistes X), elle est représentée par des plis asymétriques à vergence Nord et dans la partie Sud des Schistes X, les plis sont déversés ou droits. La phase de plissement liée aux glissements gravitaires vers le Sud est représentée par des plis ouverts avec des plans axiaux subhorizontaux.

L'étude de la déformation finie montre que l'intensité de la déformation est relativement élevée près du contact redressé avec la Zone Axiale et dans le niveau inférieur des nappes et que l'ellipsoïde de déformation est le type constrictif. Dans la partie supérieure de la nappe de Pardailhan, là où la linéation d'étirement a une direction N-S, la déformation est modérée. Le passage de linéation N-S à la linéation NNE-SSW s'effectue par un domaine "neutre" sans linéation exprimée sur le terrain. Dans ce domaine la déformation serait un aplatissement pur $X=Y$ ($K=0$).

Dans le Versant Sud de la Montagne Noire, les parties inférieures des nappes (la zone de transition (Schistes X), la nappe des Monts de Faugères, la nappe du Mont Peyroux et l'unité inférieure de la nappe de Pardailhan) indiquent un cisaillement à vergence Est ou ENE. Dans ces domaines, on peut considérer que le cisaillement est soit compatible avec la mise en place des nappes, soit réorienté à cause de la surrection oblique du dôme de la Zone Axiale. D'autre part, on a pu constater que le sens du cisaillement s'inverse dans les deux flancs des plis P_2 , E-W. Ces plis initialement considérés comme des têtes plongeantes liées à la mise en place des nappes sont donc des P_2 replissant la foliation et la linéation d'étirement.

Dans la partie moyenne et supérieure de la nappe de Pardailhan, on peut observer un cisaillement du Nord vers le Sud. La transition entre le domaine de linéation "E-W" et le domaine de linéation "N-S" s'effectue par une zone où il n'existe pas de linéation d'étirement. De ce fait, on n'observe jamais la superposition des deux linéations.

Toutes ces observations permettent de proposer deux modèles pour le Versant Sud de la Montagne Noire. Le premier modèle correspond à une mise en place des nappes vers le Sud pendant une premier stade suivie d'une réorientation à vergence Est près de la Zone Axiale en raison de la surrection oblique du diapir dans la Zone Axiale. Le deuxième modèle propose la mise en place initiale des nappes vers l'ENE, suivie en continu d'un serrage transpressif sénestre en liaison avec la surrection de la Zone Axiale. Le stade ultime résulte de la prédominance des mouvements à vergence Sud sous l'effet de la mise en dôme finale de la Zone Axiale.

Cette étude a porté sur la partie Est des nappes. Une étude analogue de la partie Ouest est nécessaire avant une conclusion définitive sur la patrie des nappes et les mécanismes de leur mise en place.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ET ANNEXE

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ADAMIA, CH. A., CHKHOTUA, M., LORDKIPANIDZE, M., SHAVISMUILLI, I. and ZARAKIADZE, M. 1981, Tectonics of the Caucasus and adjoining regions : implications for the evolution of the Tethys ocean. *J.Struct.Geol.*, Vol.3, P.437-447.
- ANDRIEUX, J. et MATTE, P. 1963, Quelques traits sédimentologiques de flyschs Cambro-Ordovicien et Viséen de la Montagne Noire. *Bull.Carte Géol.de France*, N° 273, t.59, P.155-178.
- ARTHAUD, F. 1964, Etude structurale de la terminaison occidentale des monts de Faugères (Montagne Noire, Hérault). *Bull.Carte Géol.Fr.*, N°277. t.60. P.133-144.
- ARTHAUD, F. 1966, Sur les relations entre les linéations et les structures hercyniennes du versant sud de la Montagne Noire. *C.R.Soc.Géol.Fr.*, P.18-19.
- ARTHAUD, F., MATTAUER, M. et PROUST, F. 1966, La structure et la microtectonique des nappes hercyniennes de la Montagne Noire. *Etages Tectoniques*, P.229-241. (La Baconnière)
- ARTHAUD, F., MATTAUER, M. et PROUST, F. 1967, A propos des nappes de style pennique de la zone axiale de la Montagne Noire. Observation à une note récente de F. Ellerberger. *C.R.Soc. Géol.Fr.*, P.326-328.
- ARTHAUD, F. 1969, Un exemple de relations entre l'étirement dans B, la dispersion des linéations et la courbure des axes de plis : La virgation des plis couchés Hercyniens du versant sud de la Montagne Noire. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, (2), Vol. XI, Fasc. 5. P.523-532.
- ARTHAUD, F. et MATTAUER, M. 1969, Les déformations naturelles : essai d'évaluation des conditions pression-température de différents

types de déformation. Rev.Ind.Minérale, N°spécial, juillet 1969, P.73-81.

ARTHAUD, F. 1970, Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire et l'anticlinorium de l'Iglesiente. Thèse Sciences Montpellier, 175 P.

ARTHAUD, F. et MATTE, P. 1975, Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation, Tectonophysics, 25, P.139-171.

ARTHAUD, F. et MATTE, P. 1977, Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens situés autour du bassin Nord-Baleares (Sud de la France, Espagne, Bloc Corso-Sarde). Coll.interne. CNRS, Rennes, N°243, P.497-513.

ARTHAUD, F. et MATTE, P. 1977, Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa : Result of a right lateral shear zone between the Appalachian and the Urals. G.S.A.Bull., N°88, P.1305-1320.

BARD, J. p. et RAMBELOSON, R. 1973, Métamorphisme plurifacial et sens de variation du degré géothermique durant la tectogenèse polyphasée hercynienne dans la partie orientale de la zone axiale de la Montagne Noire (Massif du Caroux, Sud du Massif Central français). Bull.Soc.Géol.Fr., (7), XV, N°5-6, P.579-586.

BARD, J. P. et LOUEYIT, J. 1978, Sur l'origine des gneiss ocellés de l'Espinouse dans la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central) : conséquences tectoniques. Bull.Soc.Géol.Fr., (7), XX, N°5, P.751-772.

- BARD, J. P. 1978, Une nouvelle interprétation sur l'origine et l'âge relatif des gneiss ocellés de la zone axiale de la Montagne Noire et ses conséquences tectoniques. C.R.Acad.Sci.,Fr., (D), P.65-68.
- BARD, J. P. 1978, A propos du style tectonique de la phase hercynienne "Précocée" de la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central) . C.R.Acad.Sci.,Fr., 287, (D), P.1321-1324.
- BARD, j. P. 1979, Existence d'une suite granitique alcaline d'âge Paléozoïque inférieur dans la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central français) et ses abords immédiats. C.R.Acad.Sci.,Fr., 288, (D), P.371-374.
- BERGERON, J. 1904, Sur les nappes de recouvrement du versant méridional de la Montagne Noire. C.R.Acad.Sci.Paris, t.138, P.394-395.
- BERGERON, J. 1904, Note sur les nappes de recouvrement du versant méridional de la Montagne Noire et des Cévennes aux environs du Vigan. Bull.Soc.Géol.Fr., P.180-194.
- BERNER, H., RAMBERG, H. and STEPHANSSON, O. 1972, Diapirism in theory and experiment. Tectonophysics, 15, P.197-218.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. and JEGOUZO, P. 1979, Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites : the exemple of the South Armorican Shear Zone. Jl.Struct.Geol., Vol.1, P.31-42.
- BOGDANOFF, S., COLLOMB, P. ET ELLENBERGER, F. 1967, Polymétamorphisme et "effets de couverture" dans la zone axiale de la Montagne Noire (Espinouse et Caroux, Hérault). C.R.Soc.Géol. Fr., P.223-225.
- BOGDANOFF, S. 1968, Aspect et âge de l'anatexie dans la zone axiale de la Montagne Noire, Espinouse (Hérault). C.R.Acad.Sci.,Fr.,

- 267, P.1565-1566.
- BOGDANOFF, S. 1969, Sur la sillimanite de la zone axiale de la Montagne Noire (Mont de l'Espinouse, Hérault). C.R.Acad.Sci., Fr., 268, P.2163-2166.
- BOGDANOFF, S. 1969, Sur l'andalousite de l'enveloppe de la zone axiale métamorphique de la Montagne Noire, Espinouse (Hérault). C.R.Soc.Géol.Fr., P.204-205.
- BOGDANOFF, S. 1971 Sur la transformation amphibolite-granodiorite. Monts de l'Espinouse, Montagne Noire (Hérault). C.R.Acad. Sci.,Fr., 272, (D), P.1833-1835.
- BOGDANOFF, S. et LATOUCHE, L. 1971, Sur l'accordance entre socle et couverture dans la terminaison nord - orientale de la zone axiale métamorphique de la Montagne Noire. Monts de l'Espinouse (Hérault). C.R.Soc.Géol.Fr., N°3, P.160-161.
- BOGDANOFF, S. 1973, Contribution à l'étude géologique de l'extrémité orientale de la zone axiale granito-gneissique de la Montagne Noire (Monts de l'Espinouse, Hérault). Bull.B.R.G.M. Section 1, N°1, P.1-28.
- BOUCHARDON, J. C., DECHOMETS, R. et DEMANGE, M. 1979, A propos du disthène en roche dans les micaschistes et gneiss du synclinal de Rosis et du flanc Sud de la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central français). C.R.A.Sc.Paris, t.288, (D), P.1067-1069.
- BOUCHEZ, J.L. et PECHER, A. 1976, Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans les quartzites du grand chevauchement central himalayen. Bull.Soc.géol.France, (7), XVIII, P.1377-1385.
- BOUCHEZ, J.L. 1977, Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient.

- Tectonophysics, 39, P.25-50.
- BOUCHEZ, J.L. and PECHER, A. 1981, The Himalyan Main Central Thrust pile and quartz-rich tectonites in Central Nepal. Tectonophysics, 78, P.23-50.
- BOYER, S.E. and ELLIOT, D. 1982, Thrust systems. A.A.P.G.Bull., Vol.66. P.1196-1230.
- BRUN, J.P. 1977, Culmulative strain and boundary effects in the gravity flow of a viscous slab. Tectonophysics, 41, T.7-14.
- BRUNEL, M. 1972, Etude de la tectonique hercynienne polyphasée dans le massif granitique préhercynien du Mendic et son enveloppe sédimentaire : versant nord de la Montagne Noire (Massif Central français). Thèse 3è. cycle, Univ. de Montpellier.
- BURG, J.P. and MATTE, P. 1978, A cross section through the French Massif Central and the Scope of its Variscan Geodynamic Evolution. z.dt.Geol.Ges., 129, P.429-460.
- BURG, J.P. and HARRIS, L.B. 1982, Tension fractures and boudinage oblique to the maximum extension direction : an analogy with Lüders Bands. Tectonophysics, 83. P.347-363.
- CHOUKROUNE, P. 1971, Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisation syncinématiques dans les "zones abritées" ("Pressure shadow"). Bull.Soc.Géol.de France, 7, sre. 13, P.257-271.
- CHOUKROUNE, P. et LAGARDE, J.P. 1977, Plans de schistosité et déformation rotationnelle : l'exemple du gneiss de Champtoceaux (Massif Armoricaïn). C.R.Acad.Sc.Paris, 284, P.2331-2334.
- CHOUKROUNE, P., GAPAIS, D. and MERLE, O. 1987, Shear criteria and structural symmetry. Jl.Struct.Geol., Vol.9, P.525-530.
- CHRISTIE, J.M., GRIGGS, D.T. and CARTER, N.L. 1964, Experimental

- evidence of basal slip in quartz. *Jl.Geol.*, 72, P.734-756.
- COHEN, M. 1975, Sur la présence d'une enclave ultrabasique d'origine profonde probable dans les gneiss du Caroux (zone axiale, Montagne Noire, France). *C.R.Acad.Sci.Fr.*, 280, (D), P.537-540.
- COLLOT, B. 1980, Les filons aplito-pegmatitiques du massif du Caroux (Montagne Noire) : géométrie, déformation et mécanismes de mise en place. *Bull.B.R.G.M.*, Section I, N° 4, P.257-267.
- COWARD, M.P. and KIM, J.H. 1981, Strain within thrust sheets. In : *Thrust and Nappe Tectonics* (edited by McClay, K.R. & Price, N.J.), *Spec.Publs.Geol.Soc.Lond.*, 9, P.275-292.
- COWARD, M.P. and POTTS, G.J. 1983, Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *Jl.Struct.Geol.*, Vol.5, N°3/4, P.383-399.
- DEMANGE, M. 1975, Style pennique de la zone axiale de la Montagne Noire entre Saint-Pons et Murat-sur-Vèbre (Massif Central). *Bull.B.R.G.M.*, 2é série, sect. I, 2, P.91-139.
- DEMANGE, M. et FRIGNET, B. 1977, Les roches basique de l'Ayrole (commune de Fraïse-sur-Agout, Hérault), massif de l'Agout, Montagne Noire. Etude chimique. *Bull.Soc.Fr. Minéral Cristallogr.*, 100, P.114-122.
- DEMANGE, M. 1978, Le métamorphisme progressif des formations d'origine pélitique du flanc sud du massif de l'Agout (Montagne Noire, France). *Bull.Minéral*, 101, P.334-355.
- DEMANGE, M. 1981, Le métamorphisme mésozonal progressif des roches pélitiques sur le flanc nord du massif de l'Agout (Montagne Noire). *Bull.B.R.G.M.*, Sec.I, N°4, P.269-291.
- DENIZOT, G. 1953, L'enracinement de la Montagne Noire entre Olargues et St.Chinian (Hérault). *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.237, P.923-925.

- DENIZOT, G. 1954, La tectonique de la Montagne Noire et l'ennoyage de l'Orb autour de Roquebrun (Hérault). C.R.Acad.Sc.Paris, t.238, P.2007-2008.
- DENIZOT, G. 1956, Note sur la Montagne Noire. Nature. Monspel. sér.géol.Mém, N°4.
- DIETRICH, D., SONG, H. and CASEY, M. 1981, An attempt at a kinematic interpretation of the root zone of the Helvetic nappes, western Switzerland. J.Struct.Geol., Vol.3, P.186-187.
- DIETRICH, D. and SONG, H. 1984, Calcite fabric in a natural shear environment, the Helvetic nappes of western Switzerland. J.Struct. Geol., Vol.6, P.19-32.
- DIETRICH, D. 1986, Change of direction of overthrust shear in the Helvetic nappes of western switzerland. J.Struct.Geol., Vol.8, P.389-398.
- DUNNET, D. 1969, A technique of finite strain analysis using elliptical particles. Tectonophysics, Vol.7, P.117-136.
- DUNNET, D. and SIDDANS, A.W.B. 1971, Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. Tectonophysics, V.12, P.307-325.
- EISBACHER, G.H. 1970, Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. Geol.Soc.Am.Bull., V.81, P.2009-2021.
- ELLENBERGER, F. et LATOUCHE, L. 1967, Sur l'enveloppe sédimentaire de la zone axiale de la Montagne Noire (monts St-Gervais, Hérault). C.R.Soc.Géol.Fr., P.225-227.
- ELLENBERGER, F. 1967, Replis de micaschistes et tectonique d'infrastructure au sein du massif gneissique du Caroux (zone axiale de la Montagne Noire). C.R.Soc.Géol.Fr., P.227-228.
- ELLENBERGER, F. et SANTARELLI, N. 1974, Les "Schiste X" de la

- Montagne Noire orientale : distinction d'unités lithostratigraphique et conséquences tectoniques. C.R.Acad.Sci.Fr., 278, (D), P.2409-2412.
- ELLIOTT, D. 1970, Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. Geol.Soc.Am.Bull., V.81, P.2221-2236.
- ELLIS, M. and WATKINSON, A.J. 1987, Orogen-parallel extension and oblique tectonics : The relation between stretching lineations and relative plate motions. Geology, Vol.15, P.1022-1026.
- ENGEL, W., FEIST, R. and FRANKE, W. 1978, Synorogenic Gravitational Transport in the Carboniferous of the Montagne Noire (S-France). Z.d.t.geol.Ges., 129, P.461-472.
- ENGEL, W., FEIST, R. et FRANKE, W. 1981, Le Carbonifère anté-stéphanien de la Montagne Noire : rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. Bull.B.R.G.M., Sec.I, N°4, P.341-389.
- ESCHER, A. and WATTERSON, J. 1974, Stretching fabric, folds and crustal shortening. Tectonophysics, 22, P.223-231.
- ETCHECOPAR, A. 1974, Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agregat polycristallin. Thèse de 3e cycle, Univ. de Nantes.
- ETCHECOPAR, A. 1977, Kinematic model of progressive deformation in polycrystalline aggregate. Tectonophysics, 22, P.223-231.
- ETCHECOPAR, A. 1984, Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulation de déformations plastiques (approche mathématique). Thèse d'Etat, Univ. de Montpellier.
- ETCHECOPAR, A. and VASSEUR, G. 1987, A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates : comparisons with experimental and natural exemples. Jl.Struct.Geol., Vol.9,

P.705-717.

- ECHECOPAR, A. and MALAVIEILLE, J. 1987, Computer models of pressure shadows : a method for strain measurement and shear-sense determination. *Jl.Struct.Geol.* Vol.9, P.667-677.
- FAURE, M., PIN, C. et MAILHE, D. 1979, Les roches mylonitiques associées au charriage du group leptyno-amphibolique sur les schistes du Lot dans la région de Marvejols. *C.R.Acad.Sci.Fr.*, 288, P.1267-1270.
- FAURE, M. 1980, Etude tectonique et microtectonique des nappes Alpines profondes de Calabre (Massif de la Sila-Italie Méridionale). Thèse de 3e cycle, Univ. de Montpellier.
- FAURE, M. 1985, Microtectonic evidence for eastward ductile shear in the Jurassic orogen of SW Japan. *Jl.Struc.Geol.*, Vol.7, P.175-186.
- FEIST, R. et SCHONLAUB, H.P. 1973, Le passage siluro-dévonien dans la Montagne Noire sud-orientale. *C.R.Acad.Sci.Fr.*, 276, P.1267-1270.
- FORNARI, M. 1974, Les déformations hercyniennes souples et cassantes dans le Minervois (SW de la Montagne Noire, Massif Central français) relation avec le champ filonien du district Aurifere de Salsigne. thèse 3e cycle, Univ. de Montpellier.
- FRANKE, W. and ENGEL, W. 1986, Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, 8, t.II, N°1, P.25-33.
- FRY, N. 1979, Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, 60, P.89-105.
- GAPAIS, D., BALE, P., CHOUKROUNE, P., COBBOLD, P.R., MAHJOUR, Y. and MARQUER, D. 1987, Bulk kinematics from shear zone pattern : some field examples. *Jl.Struct.Geol.* Vol.9, P.635-646.

- GEBAUER, D. and GRUNENFELDER, M. 1974, Rb-Sr Whole Rock Dating of Late Diagenetic to Anchimetamorphic, Paleozoic Sediments in Southern France (Montagne Noire). *Contr.Mineral.Petrol.*, 47, P.113-130.
- GEBAUER, D. and GRUNENFELDER, M. 1976, U-Pb Zircon and Rb-Sr Whole Rock Dating of Low-Grade Metasediments Example : Montagne Noire (Southern France). *Contr.Mineral.Petrol.*, 59, P.13-32.
- GEBAUER, D. and GRUNENFELDER, M. 1977, U-Pb Systematics of Detrital Zircons from some Unmetamorphosed to Slightly Metamorphosed Sediments of Central Europe. *Contr.Mineral.Petrol.*, 65, P.29-37.
- GEZE, B. 1949, Etude géologique de la Montagne Noire et les Cévennes méridionales. *Mém.Soc.Géol.Fr.*, nouv.série, t.XXIX, (62), 215P.
- GEZE, B., DE SITTER, L.U. et TRUMPY, R. 1952, Sur le sens de déversement des nappes de la Montagne Noire. *Bull.Soc.géol. France*, 6, P.491-535.
- GEZE, B. 1954, A propos des nappes du versant méridional de la Montagne Noire (Hérault). *C.R.Somm.Soc.Géol.Fr.*, P.242-245.
- GRAHAM, R., HOSSACK, J., DERAMOND, J. et SOULA, J.C. 1987, Géométrie des surfaces de chevauchement. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, (8), t.III, N°1, P.169-181.
- GUERANGE-LOZES, J. 1987, Les nappes varisque de l'Albigeois cristallin. Thèse d'Etat Toulouse, 450P.
- GUIRAUD, M., SAUNIAU, S. et BURG, J.P. 1981, Précisions sur les contribution Pression - Température lors de la mise en place de la nappe de Pardailan (Montagne Noire), par la détermination des inclusion fluids. *C.R.Acad.Sci.Paris*, t.292, Sér.II, P.229-232.

- HAMET, J. et ALLEGRE, C.J. 1972, Age des orthogneiss de la zone axiale de la Montagne Noire (France) par la méthode ^{87}Rb - ^{87}Sr . *Contr.Mineral.Petrol.*, 34, P.251-257.
- HAMET, J. et ALLEGRE, C.J. 1973, Datation ^{87}Rb - ^{87}Sr du massif granitique du Mendic et des porphyroïdes à l'est de la Montagne Noire - un exemple de relation entre pluton et volcan. *Contr.Mineral.Petro.*, 38, P.291-298.
- HAMET, J et ALLEGRE, C.J. 1976, Hercynian orogeny in the Montagne Noire (France) : Application of Rb^{87} - Sr^{87} systematics. *Geol.Soc.Am.Bull.*, V.47, P.1429-1442.
- HANSEN, E. 1971, *Strain Facies*. Springer-Verlag, 207P.
- HARRIS, L.B. 1980, Etude de la déformation finie et des fentes syntectoniques dans les schistes du Cambrien moyen de Pardailhan, Montagne Noire, France. *Mém. de D.E.A., Univ. de Montpellier*.
- HARRIS, L.B., BURG, J.P. and SAUNIAC, S. 1983, Strain distribution within the Pardailhan nappe (Montagne Noire, France) and structure of its basal thrust zone : implications for events associated with nappe emplacement. *Jl.Struct.Geol.*, Vol.5, P.431-440.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. and WILLIAMS, R.E. 1976, *Outline of structural geology*. John Wiley Ed., 571P.
- IRVING, E. 1977, Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature*, 270, P.304-309.
- KORSCH, R.J. 1981, Structural geology of the Rockvale Block, northern New South Wales. *Jl.Geol.Soc.Austral.*, 28; P.51-70.
- LACASSIN, R. 1984, Etude des mécanismes de déformation dans le versant nord de la nappe du Mont Rose (Alpes Suisses) et relation avec grands chevauchements. thèse de 3^e cycles, Univ.

de Montpellier.

- LAGARDE, J.L. 1978, La déformation des roches dans les domaines à schistosité sub-horizontale. Applications à la nappe du Canigou-Roc de France (Pyrénées orientales) et au complexe crystallophyllien de Champtoceaux (Massif Armoricaïn). Thèse de 3ème cycle, Univ. de Rennes.
- LAGARDE, J.L. and MICHARD, A. 1986, Streching normal to the regional thrust displacement in a thrust-wrench shear zone, Rehamna Massif, Morocco. *Jl.Struct.Geol.* Vol.8. P.483-492.
- LAURENT, P. et ETCHECOPAR, A. 1976, Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le massif de Dora-Maira. *Bull.Soc.géol.France*, (7), XVIII, P.1387-1393.
- LEE, B.J., FAURE, M., CLUZEL, D. et CADET, J.P. 1988, Mise en évidence d'un cisaillement ductile d'ouest en est dans les nappes du versant sud de la Montagne Noire (sud du Massif Central). *C.R.Acad.Sci.Paris*, t.306, Série II, P.455-462.
- LEE, B.J., FAURE, M., CLUZEL, D. et CADET, J.P. 1988, Cisaillement ductile d'Ouest en Est dans les nappes du Versant Sud de la Montagne Noire. Consequences sur la mise en place des nappes. 12ème Réunion des Sciences de la Terre, P.84.
- LISTER, G.S. 1977, Crossed-girdle C axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, 39, P.51-54.
- LISTER, G.S. and PRICE, G.P. 1978, Fabric development in a quartz feldspar mylonite. *Tectonophysics*, 49, P.37-78.
- LISTER, G.S. and HOBBS, B.E. 1980, The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite : the influence of deformation history. *Jl.Struc.*

- Geol., Vol.2, N°3, P.355-370.
- LISTER, G.S. and SNOKE, A.W. 1984, S-C Mylonites. *Jl.Struct.Geol.* Vol.6, P.617-638.
- LORENTZ, V. and NICHOLLS, I.A. 1984, Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late paleozoic. *Tectonophysics*, 107, P.25-56.
- MALAVIEILLE, J., ETCHECOPAR, A. et BURG, J.P. 1982, Analyse de la géométrie des zones abritées : simulation et application à des exemples naturels. *C.R.Acad.Sci.*, 294, série II, P.279-284.
- MALAVIEILLE, J. et COBB, F. 1986, Cinématique des déformations ductiles dans trois massifs métamorphiques de l'Ouest des Etats-Unis : Albion (Idaho), Raft River et Grouse Creek (Utah). *Bull.Soc.géol.France*, t.II, P.885-898.
- MALAVIEILLE, J. 1987, Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin Range. *Jl.Struct.Geol.*, Vol.9, P.541-554.
- MATTAUER, M., PROUST, F. et REMY, J.M. 1960, Observations sur les terrains cambro-ordoviciens de la Montagne Noire entre St-Chinian et Ferrières-Poussarou. *C.R.Soc.Géol.Fr.*, P.39-40.
- MATTAUER, M., MATTE, P. et PROUST, F. 1962, Précisions sur la structure de l'Ordovicien du "faux synclinal" du Mont Peyroux (Montagne Noire, Hérault). *C.R.Soc.Géol.Fr.*, P.8-9.
- MATTAUER, M. et PROUST, F. 1963, Sur le déversement vers le sud et le style tectonique en tête plongeantes des structures hercyniennes du versant sud de la Montagne Noire. *C.R.Acad.Sci.Paris*, D, 257, P.3967-3970.
- MATTAUER, M. et SEGURET, M. 1966, Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale hercynienne de Pyrénées. *C.R.*

- Somm.Soc.Géol.Fr., P.10-13.
- MATTAUER, M. 1974, Existe-t-il des chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Sud de la France (résumé). Réun.Ann.Sci.Terr., Nancy, P.279.
- MATTAUER, M. 1975, Sur la mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. Earth and Planet.Sci.Letter, 28, P.144-154.
- MATTAUER, M., BRUNEL, M. et MATTE, P. 1988, Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif Central français. C.R.Acad.Sci.Paris, t.306, Série II, P.671-676.
- MATTE, P. and BURG, J.P. 1981, Sutures, thrusts and nappes in the Variscan Arc of Western Europe : plate tectonic implications. In :Thrust and Nappe tectonics, Geol.Soc.of London, Sp.publ., McClay, K.R. and Price, N.J. ed., P.353-358.
- MATTE, P. 1983, Two geotraverses across the IBERO-ARMORICAN Variscan arc of Western Europe. In "Profiles of Orogenic Belts". Geodynamics series, Rast, N. et Delany, F.M. ed. 10. A.G.U., P.53-81.
- MATTE, P. 1986, La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull.Soc.géol.France, 8, t.II, N°1, P.9-24.
- MAUREL, M. 1961, Quelques données nouvelles sur la tectonique des Monts de Faugères. C.R.Acad.Sci.Paris, t.253, P.1841-1844.
- MAUREL, M. 1964, Présence d'un paléorelief Ordovicien dans le synclinal Viséen de Faugères (Hérault). C.R.Acad.Sci.Paris, t.258, P.5486-5487.
- MAWER, C.K. 1987, Shear criteria in the Grenville Province, Ontario, Canada. J1.Struct.Geol., Vol.9, P.531-539.

- MEANS, W.D. 1976, Stress and Strain. Basic concepts of continuum mechanics for geologists. Spriner Verlag, New-York, 339P.
- NICOLAS, A., BOUCHEZ, J.L. et BOUDIER, F. 1972, Interpretation cinématique des déformations plastiques dans le massif de Lherzolite de Lanzo (Alpes Piemontaises) -Comparaison avec d'autres massifs. Tectonophysics, 14, P.143-171.
- NICOLAS, A. and POIRIER, J.P. 1976, Crystalline pasticity and solid state flow in metamorphic rocks. John Wiley and Sons Ed., London, 444P.
- NICOLAS, A., BOUCHEZ, J.L., BLAISE, J. and POIRIER, J.P. 1977, Geological aspects of deformation in continental shear zones. Tectonophysics. 42. P.55-73.
- NICOLAS, A. 1984, Principes de tectonique. Masson, Paris, 182P.
- PASSCHIER, C.W. and SIMPSON, C. 1986, Porphyroclast systems as kinematic indicators. Jl.Struct.Geol., Vol.8, P.831-843.
- PASSCHIER, C.W. 1987, Stable position of rigid objects in non-coaxial flow a study in vorticity analysis. Jl.Struct.Geol., Vol.9, P.679-690.
- PEACH, C.J. and LISLE, R.J. 1979, A Fortran IV program for the analysis of Tectonic strain using deformed elliptical markers. Comput.Geosci., Vol.5, P.325-334.
- PERROUD, H. and VAN DER VOO, R. 1984, Paleozoic evolution of the Armorican plate on the basis of paleomagnetic data. Geology, 84, P.579-582.
- PIN, C. 1979, Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques antéstéphanienues de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif Central). Thèse 3e cycle, Montpellier.
- PINNA, P. et PRUNAC, M. 1976, Sur la distinction d'unités tangentielles nouvelles dans les monts de Faugères, versant

- sud de la Montagne Noire (feuille à 1/50.000, Bédarieux).
Bull. du B.R.G.M. (deuxième série), Sec. I, N°6, P.239-246.
- PROST, A.E. and BECQ-GIRAUDON, J.F. 1987, Evidence for mid-Permian compressive tectonics in Western Europe supported by a comparison with the Alleghanian geodynamic evolution. Tectonophysics, in press.
- RAMBERG, H. 1967, Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic Press, London, 214P.
- RAMSAY, J.G. 1967, Folding and fracturing of Rocks. McGraw-Hill, New York, 568P.
- RAMSAY, J.G. 1980, Shear zone geometry : a review. J1.Struc.Geol. Vol.2, P.83-99.
- RAMSAY, J.G. 1981, Tectonic of the Helvetic nappes In: Thrust and Nappes Tectonic (edited by McClay. K. & Price, N.J.), Spec.Publs. Geol.Soc.Lond., 9, P.293-309.
- RAMSAY, J.G., Casey, M. and KLIGFIELD, R. 1983, Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland. Geology, 11, P.439-442.
- RAMSAY, J.G. and HUBER, M. 1983, The techniques of Modern Structural Geology, Vol.1 : Strain Analysis. Academic Press, London.
- ROLET, J. 1973, Contribution à l'étude géologique des monts de l'Est de Lacauene. thèse 3e cycle , Orsay, 101 P.
- ROQUES, M. 1941, Les schistes cristallins de la partie SW du Massif Central Français. Mem.Expl.Carte Géol.Fr., 527P.
- ROQUES, M. et Vachette, M. 1970, Ages au strontium sur roches totales des migmatites de la zone axiale de la Montagne Noire et du massif de granite du Mendic (Massif Central français). C.R.Acad.Sc.Paris, D, t.270, P.275-278.
- SANDER, B. 1930, An introduction to the study of fabrics of

- Geological Bodies. F.C.Phillips and G.Windsor. Pergamon Press, Ed., 1970, New-York, 641P.
- SAUNIAC, S. 1980, Mise en évidence de critères de cisaillement par les exsudats de quartz : exemple de la base de la nappe de Pardailhan (versant sud de la Montagne Noire). Rev.Géol.Dyn. Géog.Phys., 22, P.177-186.
- SCHUILING, R.D. 1960, Le dôme gneissique de l'Agoût (Tarn et Hérault). Mém.Soc.Géol.Fr., t.39, (91), 59P.
- SCHUILING, R.G. et DE WIDT, M.J. 1962, Sur la genèse du dôme gneissique de l'Agoût (Dépts. Tarn et Hérault). Geol. en Mijnb., 41, P.321-326.
- SIMIGIAN, S. and STARKEY, J. 1986, Automated grain shape analysis. Jl.Struct.Geol. Vol.8, P.589-592.
- SIMPSON, C. and SCHMID, S. 1983, An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol.Soc.Am.Bull., 94; P.1281-1288.
- STILLE, E. 1951, Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge Bilde des gesamteuropäischen. Geol. Jahrb. Beih., 8, 1 vol.
- SUESS, F.E. 1926, Intrusions-tektonik und Wandertektonik in Varistischen Gebirge : Berlin, Gebr.Borntrager, 268P.
- THOMPSON, P.H. and BARD, J.P. 1982, Isogrades and mineral assemblages in the Eastern axial zone, Montagne Noire (France). Implications for temperature gradients and P/T history. Can.Jour.Earth.Sci., Vol.19, N°1, P.129-143.
- TULLIS, J., CHRISTIE, J.M. and GRIGGS, D.T. 1973, Microstructures and preferred orientation of experimentaly deformed quartzite. G.S.A.Bull., 84, P.297-314.
- VAN DEN DRIESSCHE, J. 1986, Structures d'enroulement dans la déformation et sens de cisaillement. Exemples et modèles.

- C.R.Acad.Sci.Paris, 303, P.413-418.
- VAN DEN DRIESSE, J. and BUURN, J.P. 1987, Rolling structures at large shear strain. *Jl.Struct.Geol.* Vol.9. P.619-704.
- VERNAY, P. 1982, Contribution à l'étude tectonique et microtectonique du métallotecte fractures tardi-hercyniennes dans le cas de filons de la Montagne Noire. Thèse 3e cycle, Univ. de Montpellier.
- VIGNARD, G. 1976, Etude lithostratigraphique et tectonique du Paléozoïque de la région de St Pons (Versant Sud de la Montagne Noire). Thèse de 3e cycle, Univ. de Montpellier.
- VIGNARD, G. 1976, Mise en évidence du Viséen dans la région de Saint Pons. Conséquences sur l'interprétation tectonique des séries réputées autochtones de l'unité du Saint-Ponais (Versant Sud de la Montagne Noire France). *C.R.A.Sci.Paris, (D)*, t.283, P.607-610.
- VON GAERTNER, H.R. 1937, Montagne Noire und massif von Mouthoumet als Teile des Sud versteuropäischen Varisziskums.- *Abhandl. der Gesell. der Wissen. zu Göttingen Math. Phys.*, kl.3, (17), 260P.
- WOOD, D.S. 1973, Patterns and magnitudes of natural strain in rocks. *Phil.Trans.R.Soc.Lond.*, A.274, P.373-382.

ANNEXE

- Les rapports de X/Z et les angles de ϕ dans chaque échantillon.

- Diagrames et les résultats de la méthode Rf/ϕ par programmes de Peach et Listle (1979) sur le plan XZ.

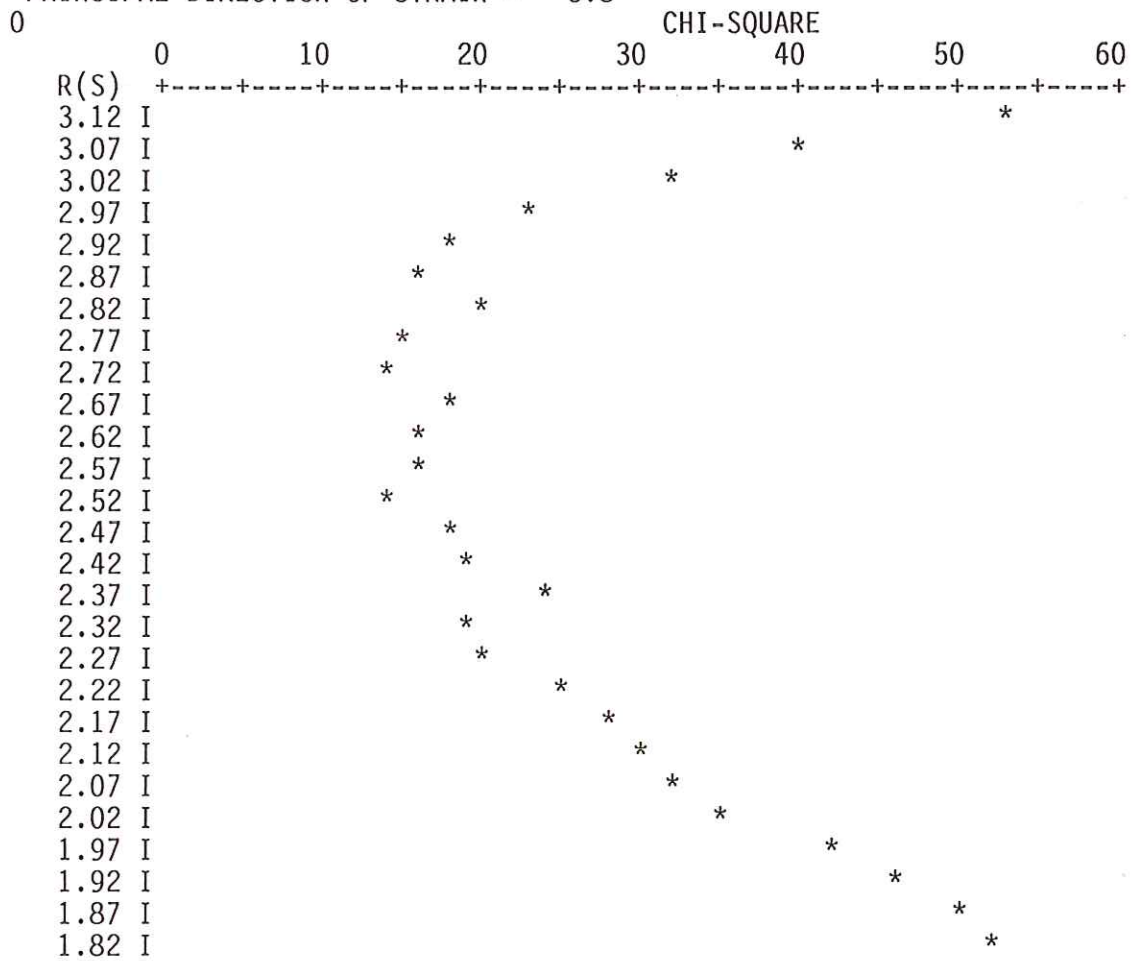
- (A) : N° de l'échantillon 33-1.
- (B) : N° de l'échantillon 8-1.
- (C) : N° de l'échantillon 177.
- (D) : N° de l'échantillon 211.
- (E) : N° de l'échantillon 116.
- (F) : N° de l'échantillon 125.
- (G) : N° de l'échantillon 263.
- (H) : N° de l'échantillon 82.
- (I) : N° de l'échantillon 234.

33-1		8-1		177	
X/Z	ϕ	X/Z	ϕ	X/Z	ϕ
3.000	6.500	3.550	5.000	1.640	.800
2.160	19.000	3.500	6.000	2.000	-.600
3.330	5.500	3.330	9.000	1.560	-38.200
3.120	6.000	2.550	11.000	2.280	23.800
2.140	22.000	2.330	3.000	1.250	-61.000
2.920	9.000	2.100	-20.000	1.230	82.000
2.500	13.000	3.330	6.000	2.500	25.500
3.000	8.000	2.170	-10.500	2.500	53.100
2.400	20.000	2.800	4.000	1.060	87.800
2.000	2.000	3.230	7.000	1.500	-70.100
2.250	-3.000	2.300	28.000	1.890	36.000
2.120	2.000	3.000	1.000	1.330	45.500
1.860	32.300	2.540	15.000	2.320	11.000
2.500	10.000	2.620	16.000	1.110	30.000
3.000	5.600	2.110	-20.000	2.000	16.000
3.000	7.000	2.890	8.000	2.300	-15.000
2.110	-10.000	2.800	10.000	1.530	-11.000
2.250	1.000	2.330	-10.000	1.240	14.000
2.000	20.500	2.250	18.000	2.330	-.550
1.670	22.000	2.140	15.000	1.860	-.900
2.250	2.000	2.000	-29.000	2.440	-.500
3.500	8.000	2.000	24.000	1.960	.900
2.750	14.000	3.170	6.000	1.070	-11.000
2.400	-9.000	1.800	35.000	1.960	-.350
3.250	17.000	2.750	27.500	1.140	-80.870
2.800	6.500	2.120	23.000	2.500	-.100
3.000	5.000	2.520	22.000	2.280	-21.000
3.670	10.000	2.800	-2.000	1.670	-36.000
2.500	1.500	2.600	10.000	1.460	74.000
2.400	14.500	2.850	35.000	2.000	35.000
3.000	3.000	3.460	7.000	2.000	64.000
2.400	2.000	2.690	13.000	2.120	-16.500
2.300	11.000	3.000	3.000	2.000	-18.000
2.860	10.000	2.200	21.000	1.360	-36.500
2.570	9.000	2.800	.000	2.250	-.220
3.000	8.500	3.500	5.000	1.650	-49.500
2.290	11.500	2.900	3.000	1.880	49.000
2.000	-20.000	2.430	22.000	2.430	31.000
1.500	7.000	3.350	4.000	1.670	.050
3.200	5.000	2.420	17.000	1.730	-78.500
3.000	5.000	2.750	10.000	1.360	.000
1.500	14.000	2.900	8.000	3.270	28.000
3.000	10.000	3.400	5.000	1.900	43.500
3.430	5.000	2.000	-20.000	1.430	-18.000
2.860	8.500	2.700	12.000	1.820	88.000
2.800	9.500	2.500	15.000	1.960	22.000
2.250	-19.000	2.420	12.000	1.930	-22.000
2.500	.000	2.580	-15.000	1.800	-18.000
2.200	-15.000	2.890	.050	2.370	.600
2.600	6.500	2.580	30.000	1.300	85.000
1.910	-28.000	3.450	2.500	1.290	-29.000
3.140	23.000	3.250	12.000	2.700	20.500
2.250	2.500	2.350	17.000	2.250	-61.000
3.000	-5.000	2.580	20.000	1.500	.850
2.290	3.000	3.100	8.000	1.710	10.500
2.110	3.500			4.030	-.250
3.000	10.000			1.540	-75.000
2.860	4.000			2.670	36.500
2.600	-8.000			1.900	69.000
4.000	-6.000			1.830	88.500
2.430	-30.000			1.730	-30.600
2.670	-7.000			1.370	-17.500
3.000	4.000			1.540	-25.000
2.400	-4.500			1.600	29.500
2.750	-5.000			2.140	-82.000
3.430	6.000			1.300	26.000
				1.640	.700
				1.300	-63.000
				1.450	20.000
				2.500	-87.500
				1.750	-71.500

2 1 1		1 1 6		1 2 5	
X/Z	ϕ	X/Z	ϕ	X/Z	ϕ
2.200	-12.000	1.600	.400	1.130	61.500
1.630	16.500	1.900	-39.000	1.470	-35.000
1.200	15.000	1.940	-23.000	1.200	83.000
1.670	-27.000	2.590	.400	3.000	-.300
2.570	-.200	1.130	-68.000	1.670	-88.500
2.500	38.000	1.650	-.700	1.360	-31.500
1.860	-10.000	2.180	-13.500	1.750	34.000
2.130	-.050	1.560	-.050	1.310	-77.000
1.930	.800	1.220	78.000	3.200	13.000
1.600	-.200	3.380	-.550	2.000	-11.500
2.500	46.000	1.290	76.000	1.450	-21.000
1.330	-20.500	1.380	34.000	2.030	56.500
1.500	.000	1.700	.100	2.000	38.500
2.750	.500	1.500	-23.000	1.700	20.000
2.600	-.500	1.810	-23.400	1.670	-33.000
1.400	-.500	1.310	-.250	2.000	.200
1.430	-13.000	1.830	-48.000	2.060	.200
2.250	-.900	1.780	-15.000	2.310	.600
2.450	17.000	1.770	-.450	1.830	56.000
2.000	-.300	2.320	-16.000	1.500	-68.000
1.860	.700	2.030	-22.500	1.360	18.500
2.580	.300	1.590	-.400	1.690	-10.000
1.670	20.000	1.920	-17.500	1.470	27.000
2.000	.500	1.670	-15.000	1.180	-60.000
2.500	.300	2.210	.400	2.000	-20.000
2.270	-36.000	1.600	-37.000	2.110	13.500
2.740	.000	1.670	18.500	2.550	20.500
1.220	45.000	2.200	-47.500	1.800	-35.000
2.550	.300	1.370	.850	1.880	-.400
1.960	-.200	1.890	-23.000	2.240	28.500
3.000	.300	1.530	-16.000	1.410	.150
3.000	-.100	2.530	.100	1.600	-47.000
2.320	-14.000	2.270	.200	2.000	15.000
2.600	.100	2.150	14.000	1.830	-12.000
1.550	.200	2.000	-.600	1.430	35.000
1.500	-21.000	2.280	11.000	1.040	-37.500
2.440	-16.500	2.290	-.290	2.000	38.000
2.000	-14.500	1.410	77.000	2.640	17.000
2.780	-.150	1.200	-.400	2.670	.400
3.380	-1.300	2.030	.900	2.560	-35.500
1.240	-71.000	2.140	-.150	3.000	9.500
1.730	-31.000	2.500	35.000	2.310	.250
2.330	-.150	2.000	-.500	1.830	-15.000
2.200	-.450	3.000	-12.500	2.440	20.000
2.410	.150	2.070	-.900	1.250	31.000
2.770	-.050	2.030	-15.000	1.850	-33.500
1.900	13.000	1.200	42.000	1.730	23.000
1.710	20.000	1.860	-.700	2.200	21.500
1.690	-.400	1.710	.500	2.220	24.000
1.900	-.500	2.000	-.400	1.800	-16.000
2.360	-35.100	1.750	33.500	1.730	.250
1.930	21.000	2.500	-.450	2.240	-.650
2.000	-6.500	2.170	14.500	2.060	14.500
3.000	.000	1.600	-.900	2.000	.300
1.710	-.300	1.890	-.500	1.950	11.500
2.900	-.300	1.930	.400	1.250	31.000
1.420	-42.500	1.500	-41.500	1.970	2.500
2.170	-4.500	1.220	20.500	1.920	12.000
1.250	-78.000	1.130	44.500	1.990	12.500
2.450	.000	1.850	-.700	1.430	16.500
1.670	-55.500	2.240	9.900	1.420	.000
2.330	.200	1.860	20.000	1.290	80.000
2.000	-.550	2.050	.100	2.170	-.750
2.500	22.500	3.200	-.850	1.440	20.500
3.110	14.800	1.860	52.500	1.480	30.500
2.900	-11.600	1.640	.800	1.400	54.500
2.200	.000	1.110	-84.500	2.500	35.000
2.200	10.000	1.640	87.500	2.380	34.500
				2.000	23.000

2 6 3		8 2		2 3 4	
x/z	ϕ	x/z	ϕ	x/z	ϕ
1.130	26.500	2.070	-75.000	1.780	18.000
3.240	-35.000	2.130	31.500	1.330	33.000
2.030	-10.000	2.630	2.000	2.000	.900
1.690	-18.000	2.130	.000	1.480	-80.500
1.820	-47.000	2.000	-17.900	2.150	.100
1.950	-47.000	2.710	.400	1.610	40.000
1.660	-25.500	1.920	-10.000	1.670	58.000
2.360	16.500	1.430	.000	1.380	-13.000
1.840	-19.500	2.030	12.200	2.600	11.000
1.310	-21.000	1.510	-8.500	1.860	-60.000
1.420	-57.000	2.400	-22.000	1.490	50.500
1.220	45.000	1.050	77.500	1.620	60.000
1.670	-16.000	3.580	.200	1.570	-64.000
1.420	46.000	2.000	.600	2.670	10.000
1.180	80.500	1.450	33.000	2.270	22.000
2.250	-28.000	2.000	49.000	1.890	32.000
1.340	-26.000	2.500	.400	1.590	44.500
1.600	-48.000	2.200	-.500	1.880	20.000
1.670	-36.000	1.570	22.000	2.300	.150
1.800	-21.500	1.200	-60.000	1.320	79.500
1.830	-23.500	1.610	.140	3.090	-.750
3.310	-33.500	1.070	.100	1.690	-13.000
1.590	-18.500	1.710	41.000	2.630	-.500
1.600	-.200	1.750	.000	1.800	-29.000
2.000	-33.500	3.000	13.000	2.240	-13.000
2.000	16.000	1.860	.600	2.000	-35.000
1.470	-39.500	3.330	.500	1.840	.400
2.500	.250	1.670	25.200	2.120	.700
1.530	-83.000	2.170	.500	1.870	.650
1.070	-17.000	2.230	.350	2.370	26.000
1.880	67.500	1.750	-13.000	1.890	13.000
1.500	-47.500	1.430	34.000	1.540	31.000
1.500	-68.500	1.430	.800	2.000	-.050
1.080	-73.500	2.000	12.000	1.850	.700
1.670	.380	2.000	10.000	2.310	.280
1.390	-.450	2.000	-21.500	2.000	25.500
1.420	-14.500	1.890	20.000	1.760	11.000
2.000	23.000	2.250	-22.000	2.000	-35.000
1.620	-21.000	1.140	-81.000	1.460	-46.500
1.530	86.500	1.930	19.500	2.100	-.100
1.750	-20.000	2.670	16.000	2.190	.850
1.310	-75.000	1.290	-65.000	1.830	-.350
1.920	-.150	1.340	-1.100	2.580	-15.000
1.420	15.500	1.940	-10.000	1.950	12.500
1.380	2.000	1.200	51.000	2.040	-.400
1.750	.550	4.000	20.000	2.110	24.500
2.000	16.000	2.630	19.000	1.220	55.000
1.550	-.300	1.800	2.800	2.720	-.450
1.700	-.350	2.000	2.000	1.690	-.300
1.390	-57.500	1.630	33.600	2.330	-.500
1.360	25.500	1.540	.180	1.440	.250
1.780	10.000	1.500	46.000	2.080	.500
1.730	-12.000	1.570	-1.500	2.600	-.450
3.140	-33.500	1.140	-.750	2.210	-.200
2.000	-24.000	2.690	-.150	2.200	11.000
1.510	41.500	2.140	32.500	2.000	-59.500
1.550	72.000	1.230	-16.000	1.840	-29.000
2.240	-11.500	1.200	.100	2.910	28.500
1.480	-40.000	2.310	.700	1.230	63.000
2.000	-9.000	3.660	.600	1.860	-19.000
2.370	-9.000	1.730	10.050	1.700	-20.000
1.830	19.800	1.710	14.000	1.440	50.000
1.670	-10.000	1.930	-.400	1.930	.200
1.430	-60.000	1.700	.200	5.200	-12.500
1.850	-17.000	2.440	.750	2.500	-.250
		1.500	.500	1.920	22.000
		2.420	-20.000	1.790	-.900
		2.370	3.000	1.470	-.550
		1.910	56.800	2.600	12.000
		1.140	68.000	2.300	12.000
		1.430	65.000		
		1.420	-41.000		
		2.140	-1.000		
		2.170	15.000		

TOTAL NUMBER OF ELLIPTICAL MARKERS= 66
 HARMONIC MEAN OF RF = 2.515 VECTOR MEAN OF PHI = 4.79
 PRINCIPAL DIRECTION OF STRAIN = 5.8
 CHI-SQUARE



RS = 2.515 PRODUCED LOWEST VALUE OF CHI-SQUARE (13.697)
 FOR 8 DEGREES OF FREEDOM

CHI-SQUARE % POINTS	10.0%	5.0%
2 DEGREES OF FREEDOM	4.61	5.99
8 DEGREES OF FREEDOM	13.36	15.51

(A)

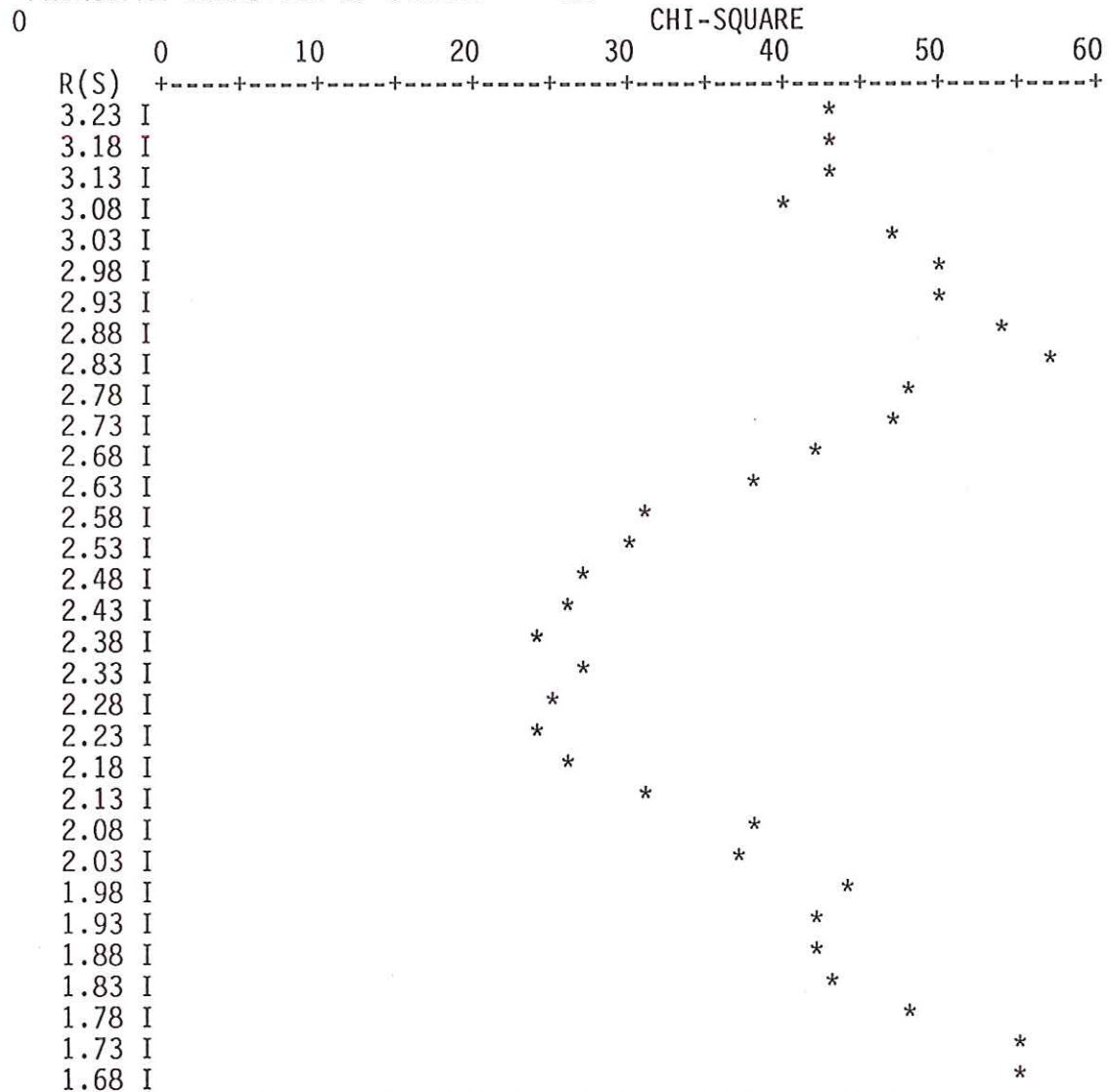
TOTAL NUMBER OF ELLIPTICAL MARKERS= 55

HARMONIC MEAN OF RF = 2.625

VECTOR MEAN OF

PHI = 8.71

PRINCIPAL DIRECTION OF STRAIN = 8.7



RS = 2.375 PRODUCED LOWEST VALUE OF CHI-SQUARE (24.455)
FOR 8 DEGREES OF FREEDOM

CHI-SQUARE % POINTS	10.0%	5.0%
2 DEGREES OF FREEDOM	4.61	5.99
8 DEGREES OF FREEDOM	13.36	15.51

(B)

TOTAL NUMBER OF ELLIPTICAL MARKERS= 71

HARMONIC MEAN OF RF = 1.900

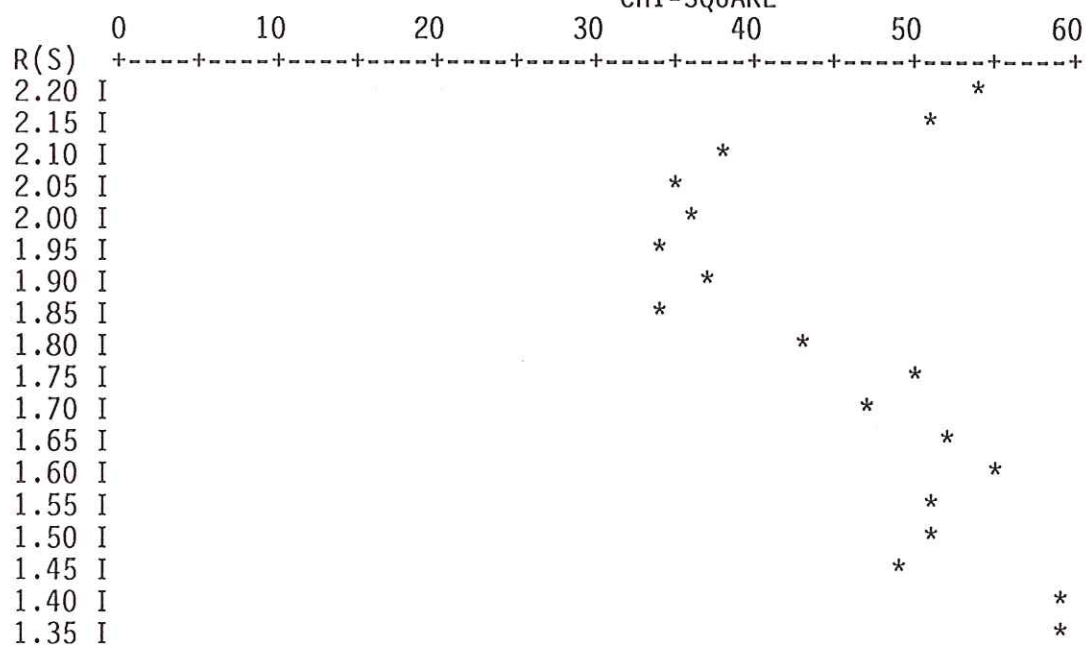
VECTOR MEAN OF

PHI = 6.02

PRINCIPAL DIRECTION OF STRAIN = .5

0

CHI-SQUARE



RS = 1.850 PRODUCED LOWEST VALUE OF CHI-SQUARE (33.648)
FOR 8 DEGREES OF FREEDOM

CHI-SQUARE % POINTS	10.0%	5.0%
2 DEGREES OF FREEDOM	4.61	5.99
8 DEGREES OF FREEDOM	13.36	15.51

(C)

TOTAL NUMBER OF ELLIPTICAL MARKERS= 68
 HARMONIC MEAN OF RF = 1.765 VECTOR MEAN OF PHI = 178.11
 PRINCIPAL DIRECTION OF STRAIN = 179.6
 CHI-SQUARE

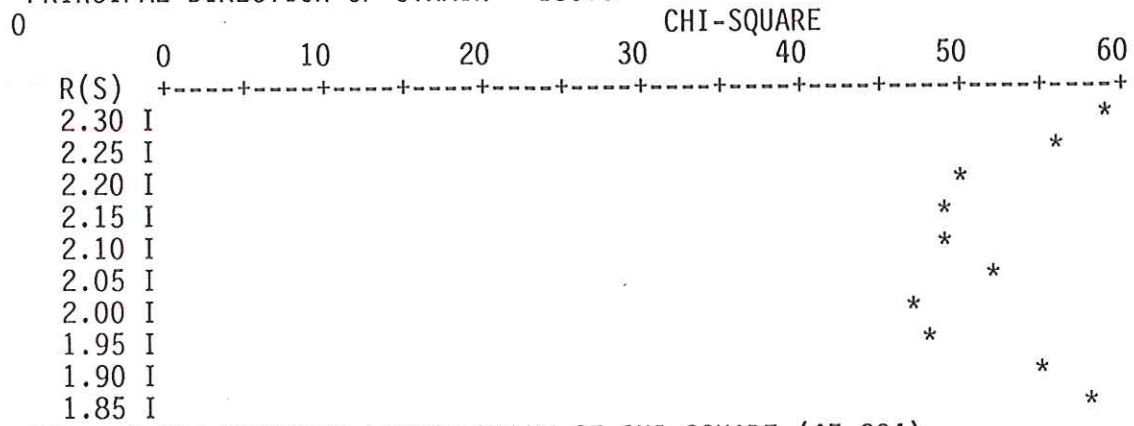
R(S)	0	10	20	30	40	50	60
1.87 I	+	+	+	+	+	+	+
1.77 I	+	+	+	+	+	+	+
1.72 I	+	+	+	+	+	+	+
1.67 I	+	+	+	+	+	+	+
1.62 I	+	+	+	+	+	+	+
1.57 I	+	+	+	+	+	+	+

RS = 1.665 PRODUCED LOWEST VALUE OF CHI-SQUARE (44.941)
 FOR 8 DEGREES OF FREEDOM

CHI-SQUARE % POINTS	10.0%	5.0%
2 DEGREES OF FREEDOM	4.61	5.99
8 DEGREES OF FREEDOM	13.36	15.51

(D)

TOTAL NUMBER OF ELLIPTICAL MARKERS= 68
 HARMONIC MEAN OF RF = 2.004 VECTOR MEAN OF PHI = 178.46
 PRINCIPAL DIRECTION OF STRAIN = 180.0



RS = 2.004 PRODUCED LOWEST VALUE OF CHI-SQUARE (47.294)
 FOR 8 DEGREES OF FREEDOM

CHI-SQUARE % POINTS	10.0%	5.0%
2 DEGREES OF FREEDOM	4.61	5.99
8 DEGREES OF FREEDOM	13.36	15.51

(E)

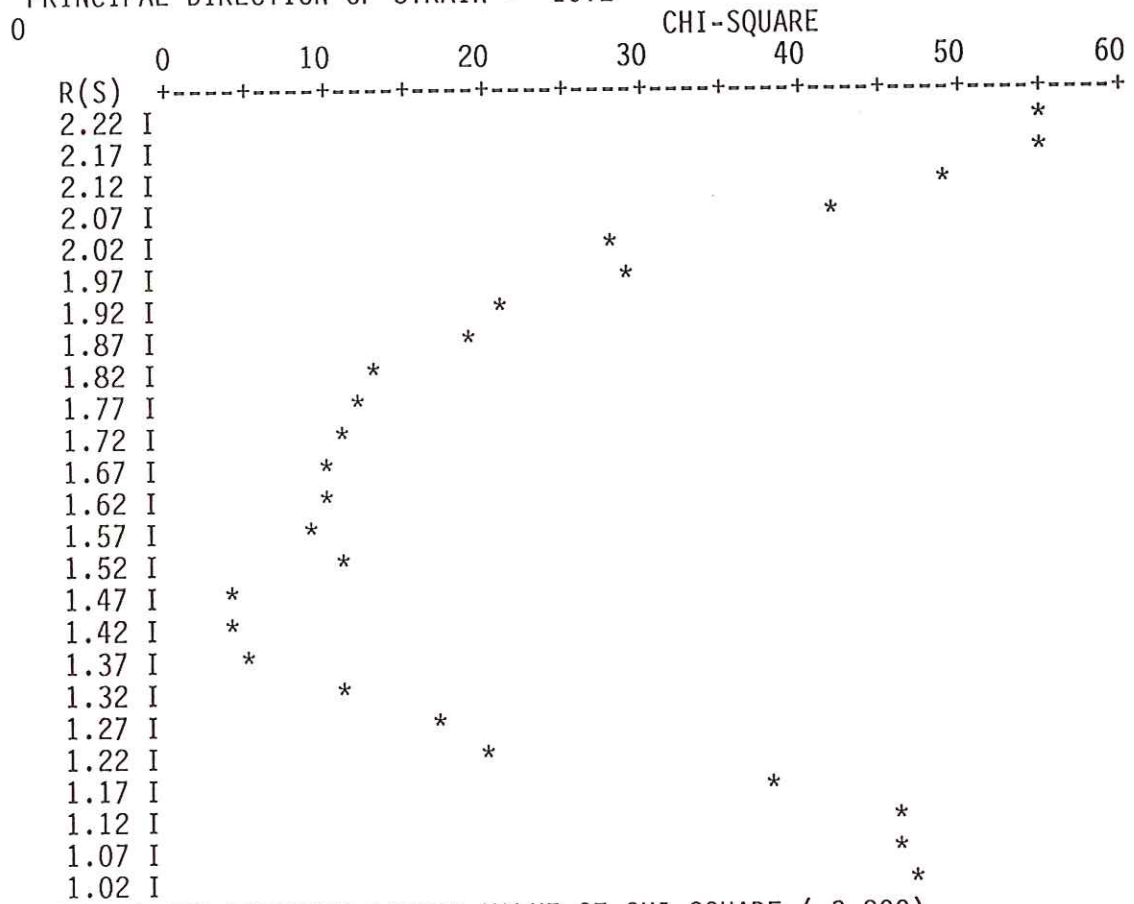
TOTAL NUMBER OF ELLIPTICAL MARKERS= 69

HARMONIC MEAN OF RF = 1.766

VECTOR MEAN OF

PHI = 9.16

PRINCIPAL DIRECTION OF STRAIN = 10.2

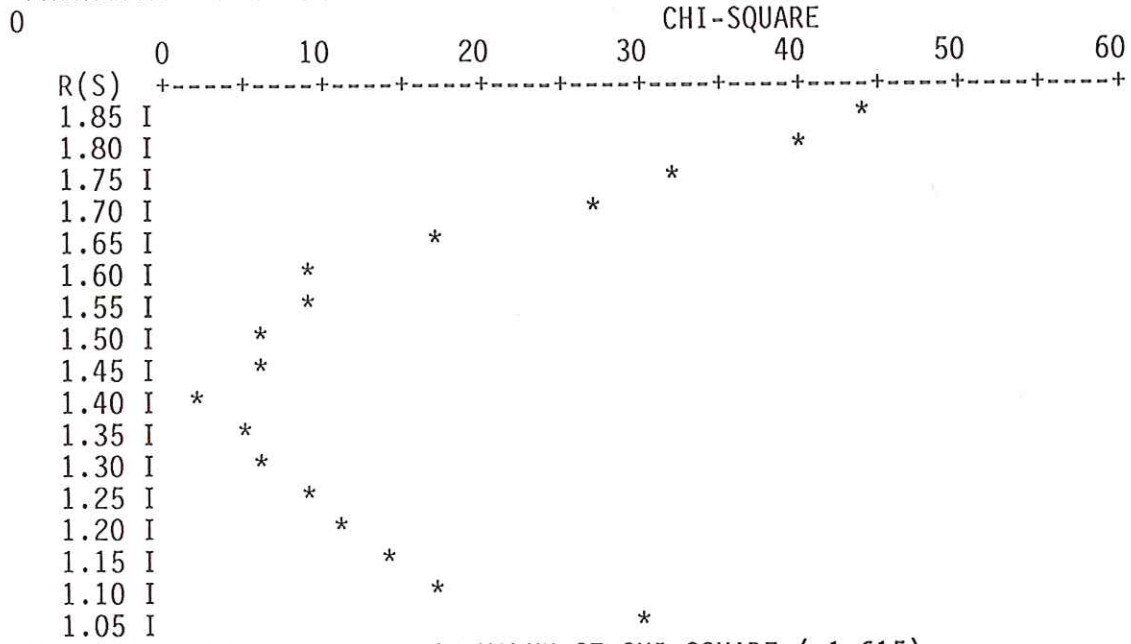


RS = 1.466 PRODUCED LOWEST VALUE OF CHI-SQUARE (3.899)
FOR 8 DEGREES OF FREEDOM

CHI-SQUARE % POINTS	10.0%	5.0%
2 DEGREES OF FREEDOM	4.61	5.99
8 DEGREES OF FREEDOM	13.36	15.51

(F)

TOTAL NUMBER OF ELLIPTICAL MARKERS= 65
 HARMONIC MEAN OF RF = 1.649 VECTOR MEAN OF PHI = 163.55
 PRINCIPAL DIRECTION OF STRAIN = 163.6

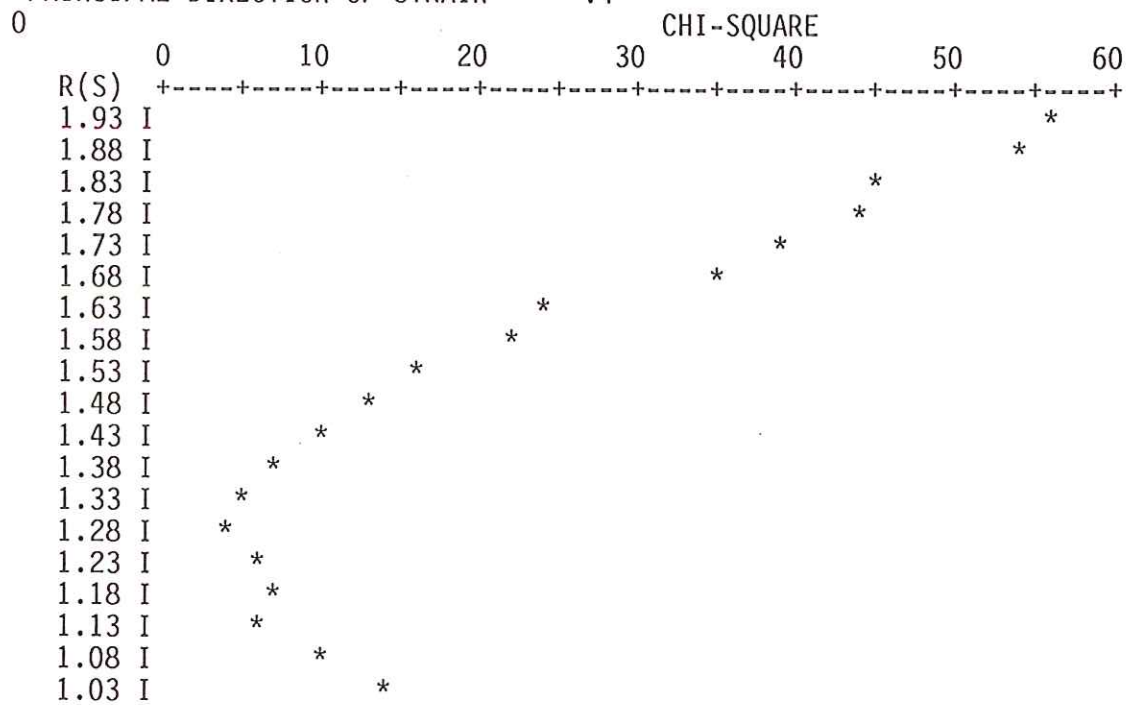


RS = 1.399 PRODUCED LOWEST VALUE OF CHI-SQUARE (1.615)
 FOR 8 DEGREES OF FREEDOM

CHI-SQUARE % POINTS	10.0%	5.0%
2 DEGREES OF FREEDOM	4.61	5.99
8 DEGREES OF FREEDOM	13.36	15.51

(G)

TOTAL NUMBER OF ELLIPTICAL MARKERS= 71
 HARMONIC MEAN OF RF = 1.729 VECTOR MEAN OF PHI = 2.39
 PRINCIPAL DIRECTION OF STRAIN = .4

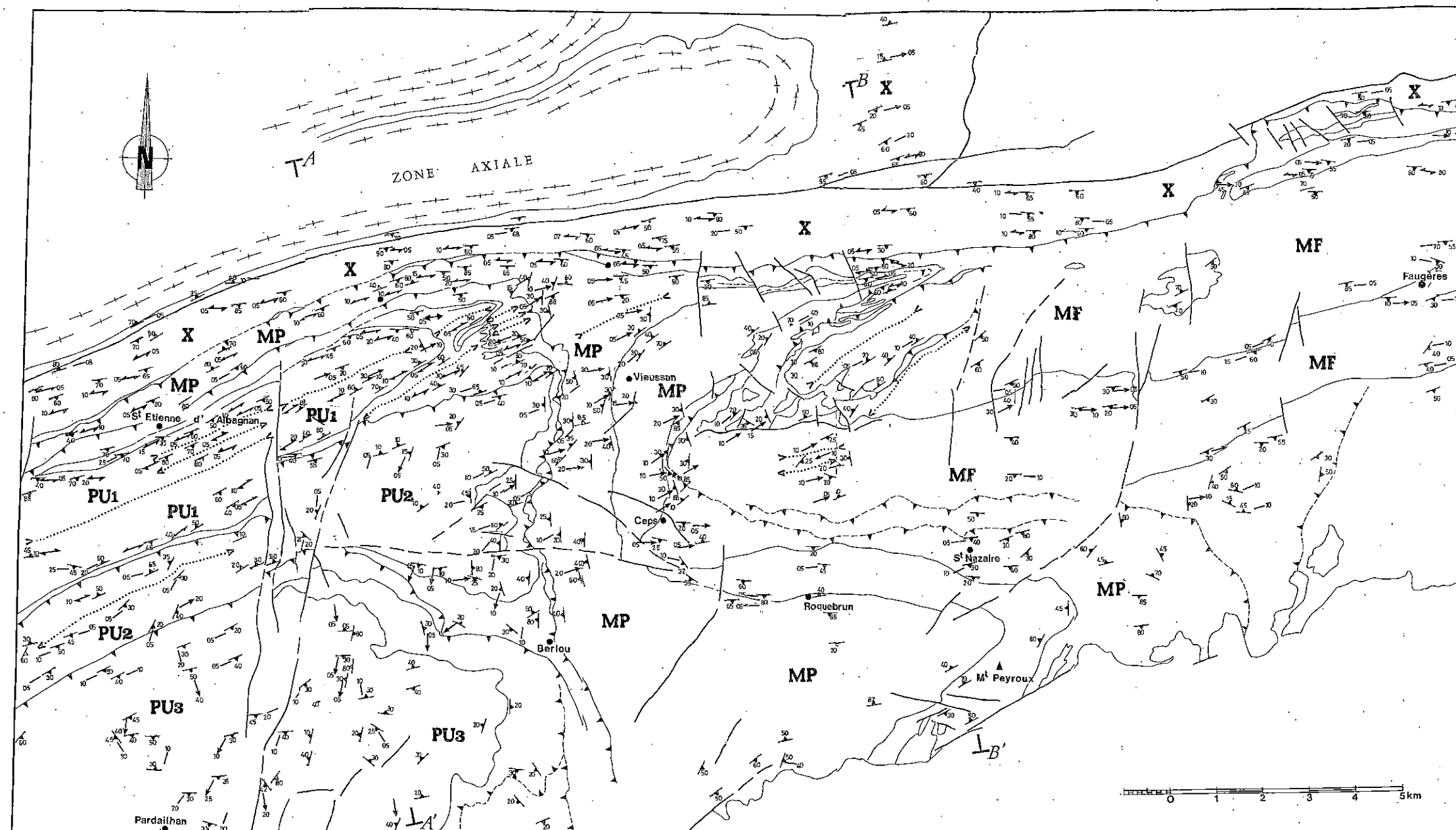


RS = 1.279 PRODUCED LOWEST VALUE OF CHI-SQUARE (4.070)
 FOR 8 DEGREES OF FREEDOM

CHI-SQUARE % POINTS	10.0%	5.0%
2 DEGREES OF FREEDOM	4.61	5.99
8 DEGREES OF FREEDOM	13.36	15.51

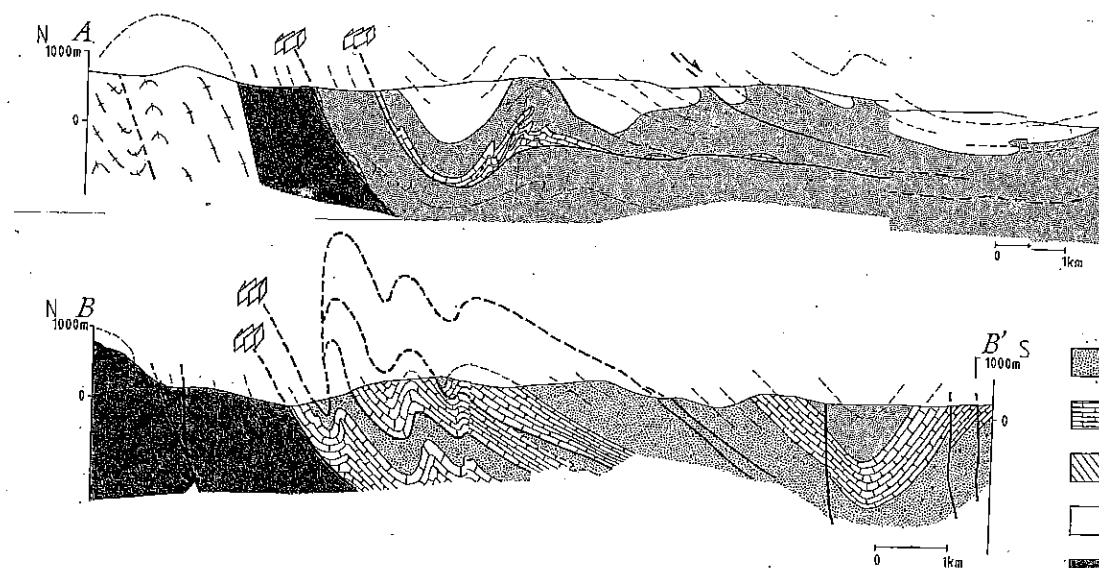
(//)

CARTE STRUCTURALE (VERSANT SUD DE LA MONTAGNE NOIRE)

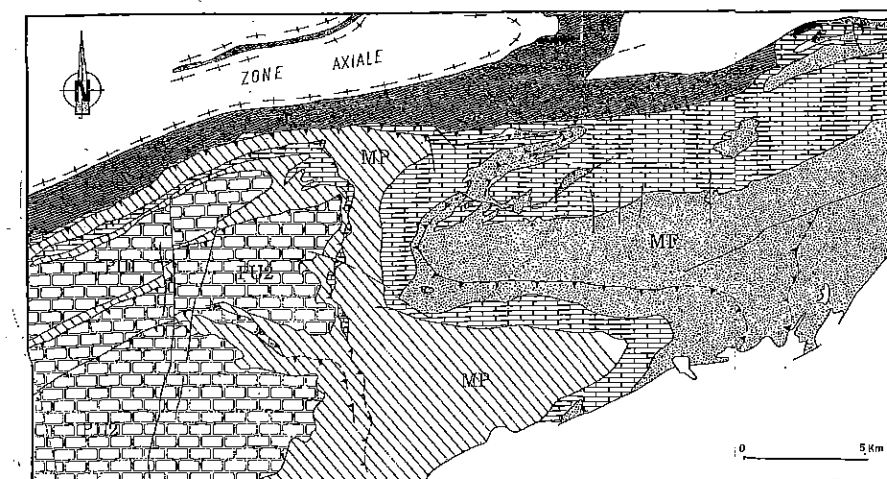


- Limite stratigraphique
- faille de décrochement / faille normale
- chevauchement
- linéation d'allongement et rotation senestre
- linéation d'allongement et rotation dextre
- direction de la linéation d'allongement sur les schistosités à pendage faible, les D_1 se trouvent du côté du pendage la linéation, la flèche indique la direction de rotation
- direction d'allongement et indication de direction de rotation
- pendage de la schistosité 1 (S_1 ou S_{0-1})
- pendage de la schistosité 2 (S_2)
- A-A' ligne de coupe
- axe antiforme
- axe synforme

- X : ZONE DE TRANSITION
- PU : NAPPE DE PARDAILHAN
- PU1 : UNITÉ DE FERRALS - ALVIES
- PU2 : UNITÉ DE LUCARNIS - VAUDET
- PU3 : UNITÉ DE CAMPLONG - POUSSAROU
- MP : NAPPE DU MONT PEYROUX
- MF : NAPPE DES MONTS DE FAUGÈRES



- VISEEN
- DEVONIEN
- ORDOVICIEN
- CAMBRIEN
- SCHISTES X
- ZONE AXIALE



- FORMATIONS POST-VISEENNES
- VISEEN
- DEVONIEN
- ORDOVICIEN
- CAMBRIEN
- SCHISTES X
- ZONE AXIALE